DC 55 (05)

地質調査所月報

第 27 巻　第 2 号

U.I.C.C.
JUN 2 1976
LIBRARY

目　次

報　文

河合正虎：高知県伊野地域ならびにその周辺部の地質構造
——四国地方における後期中生代の地殻変動　第3報——…… 1（61）

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 2 月

地質調査所への連絡は

本　　所	〒 213	神奈川県川崎市高津区久本 135	☎ (044) 866—3171
東京分室	〒 162	東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地	☎ (03) 341—7131
北海道支所	〒 060	北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地	☎ (011) 611—4465
東北出張所	〒 980	仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号（仙台合同庁舎内）	☎ (0222) 21—4701
名古屋出張所	〒 460	名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号（名古屋通産局総合庁舎内）	☎ (052) 951—6416
大阪出張所	〒 540	大阪市東区法円坂町 6 の25（大阪第 2 合同庁舎別館）	☎ (06) 941—5377
中国出張所	〒 730	広島市上丁堀八 6 番30号（広島合同庁舎 3 号館）	☎ (0822) 21—1945
四国出張所	〒 760	高松市番町 1 の10の 6（四国通産局内）	☎ (0878) 31—3254
九州出張所	〒 815	福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2（通産省福岡総合庁舎内）	☎ (092) 551—6099

KAWAI, M.

高知県伊野地域ならびにその周辺部の地質構造——四国地方における後期中生代の地殻変動　第3報——

河合　正虎

地質調査所月報，vol. 27, no 2, p. 61-122, 1976
28 illus., 1 tab., 3map.

5万分の1「伊野」図幅内で地質構造を解明した．本域には先シルル系・シルル-デボン系・上部デボン系・石炭-二畳系・中生界などがある．これらの地質を明らかにした．とくに石炭-二畳系の岩相区分により構造が一層明らかになった．それによると，上から古-新の順で先中生界が衝上地塊群となって中生界を擾乱させ，その上にのり，全体として大規模な横臥複背斜を作って先中生界が北から南に推し被せた．中生界の岩質変化などから変動の推移が判明した．このような動きに並行して四万十帯の地層は逆に南から北に向かい秩父帯の下に衝入したとみられる．

551.24 : 551.75 (523.5)

報　文

51.24 : 551.75(523.5)

高知県伊野地域ならびにその周辺部の地質構造

——四国地方における後期中生代の地殻変動　第3報——

河合　正虎*

Geologic Structure of the Ino District and its Environs, Kochi Prefecture, Shikoku, Japan

——Late Mesozoic Crustal Movements in Shikoku, Outer Zone of Southwest Japan, Part 3——

Masatora KAWAI

Abstract

1. Geology

The investigated area is in the southern part of central Shikoku. Geotectonically the mountainous region, which occupies most parts of the area, belongs to the Chichibu Terrain in the Outer Zone of Southwest Japan, comprising various rocks ranging in age from pre-Silurian to late Cretaceous. The northern margin and the southeastern corner of the area are occupied by the Sambagawa Terrain composed of the regionally metamorphosed Permo-Carboniferous formations and the Shimanto Terrain composed of the so-called "Undifferentiated Mesozoic complex", respectively.

The pre-Mesozoic and Mesozoic rocks of this area are zonally distributed in many parallel to subparallel belts with a general trend of ENE–WSW and often show the imbricated structure.

Geologic classification of the rocks and their succession are summarized in Table 1.

1. 1 Pre-Silurian (Yokokura Complex)

This complex consists of coarse-grained garnet-bearing amphibolite, gneissose gabbro, granite and quartz porphyry. They generally show cataclastic texture often accompanied by mylonite.

The rocks are distributed only in the narrow zone called "Kurosegawa Tectonic Zone" with a general trend of ENE–WSW. They are more highly metamorphosed by far than the Paleozoic sediments and form the core of overturned anticlinorium composed of the Silurian-Devonian and the Upper Devonian strata.

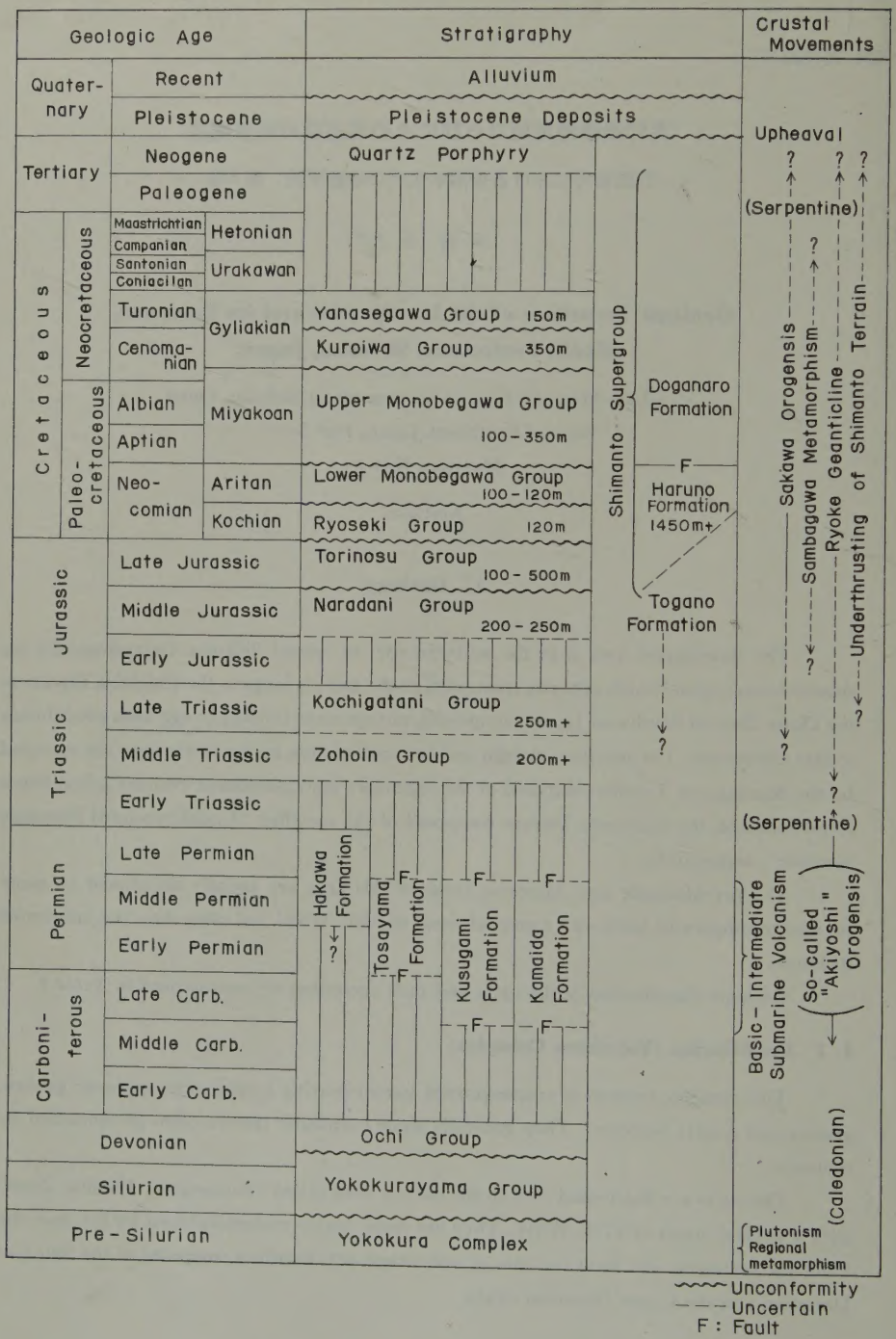
1. 2 Paleozoic

(A) Silurian-Devonian and Upper Devonian

The Silurian-Devonian Yokokurayama and Upper Devonian Ochi Groups are nar-

* 元所員　現川崎地質株式会社

Table 1 Stratigraphic succession of the Ino District and its Environs.



rowly distributed in the so-called "Kurosegawa Zone" in the southern part of this area.

The Yokokurayama Group consists of tuffaceous sandstone, and tuffaceous slate, with limestone, acid tuff and conglomerate, and unconformably covers or is in fault contact with

the Yokokura Complex in the western adjacent area. According to HAMADA (1959, 1961), *Halysites siimilichi*, *Falsicalenipora japonica*, *F. sikokuensis*, *Favosites* cf. *buculoides* and other fossils are found in the thin limestone of Wenlockian, and *Schedohalysites kitakamiensis*, *Favosites gothlandicus*, etc. occur in the upper limestone of Lower Ludolovian.

The uppermost part of this group in the Yokokura-yama district is presumably of the Devonian age, however, the Upper Ludolovian and Devonian fossils have not yet been found.

The Upper Devonian Ochi Group is composed of alternation of sandstone and clayslate with conglomerate, and covers unconformably or is in fault contact with the Yokokurayama Group. After HIRATA (1966a, 1966b), *Leptophloeum rhombicum*, *Lepidodendropsis* spp., *Orbiculoidea* sp. and other plant fossils of the late Devonian age are found in the coaly clayslate in the Yokokurayama district.

(B) Permo-Carboniferous

The Permo-Carboniferous sediments are divided into the Kamaida, Kusugami, Tosayama and Hakawa Formations.

1) Kamaida Formation

This formation forms several large and many small masses, and rests as a thrust sheet upon the Kusugami, Tosayama and Hakawa Formations and the Mesozoic strata, being covered by thrust sheets of the Yokokura Complex and the Yokokurayama and the Ochi Groups.

The formation is composed predominantly of chert and its metamorphics, accompanied by limestone and schalstein. It is divided by a difference of distribution area and metamorphic grade, into the Koshikigadai, Yotsugi, Kamiyoshiwara, Shogase, Nagahata, Ino, Hongo, Ohirayama and Kokuzo Members occurring. They are mentioned in order of distribution from north to south.

The Koshikigadai Member in the Sambagawa Terrain is composed of quartz schist and crystalline limestone, but other members in the Chichibu Terrain are faintly metamorphosed in some places.

The Yotsugi Member comprises quartz phyllite, phyllitic chert and lenticular limestone, and is separated from the Koshikigadai Member by the Nishitsugasai fault (or so-called "Mikabu Tectonic Line").

The Kamiyoshiwara Member consists of phyllitic chert and limestone lens, and the Shogase Member comprises chert and thin limestone. The metamorphic grade of the Yotsugi, Kamiyoshiwara and Shogase Members falls in order of mentioning. The Shogase Member is assigned to the Upper Carboniferous by the presence of such fossils as *Fusulinella gracilis*, *F. pseudobocki*, *Fusulina* sp. in a limestone. The Ino Member is composed chiefly of quartz phyllite and phyllitic chert and partly of limestone, schalstein, non-metamorphosed chert and quartz schist. After KOBAYASHI (1950), lower and middle Permian fusulinids are found in weak- or non-metamorphosed limestone lenses, i.e. *Fusulina*? sp., *Schwagerina*? sp., *Pseudofusulina granumavenae* and *Parafusulina*? sp. in Suemitsu-dani (or Suemitsu-valley), *Schubertella* cf. *graudi* in Nakajima-dani (Kochiga-tani), and *Schwagerina* sp. in Konai.

The Hongo, Nagahata, Ohirayama and Kokuzo Members consist chiefly of non-metamorphosed chert, intercalated with limestone and schalstein. According to KOBAYASHI (1950), upper Carboniferous fusulinids such as *Eoschubertella* cf. *obuscura*, *Fusulina* cf. *bocki* and *F.* sp. are found in the west-southwestern next district, *Eoschubertella* cf. *magna* and *Fusulinella* cf. *biconica* in the south of Aosari, and *Fusulinella*? sp. in Yokoyama-dani. But *Pseudofusulina vulgaris*, lower Permian fusulinid is found in limestone blocks of Furuhata in the western adjacent

area. The Nagahata Member yields *Pseudoschwagerina moungthensis* and *Quasifusulina* sp. from limestone lens in Asao. According to KOBAYASHI (1950) and KATTO and KAWASAWA (1958), *Pseudofusulina ambigua*, *P.* sp., *Parafusulina japonica*, *P.* sp., and other lower-middle Permian fusulinids are reported from some limestone lenses in the Nagahata Member. The fossiliferous limestone along the southern margin of the Ohirayama Member yields *Neoschwagerina craticulifera*, *N. douvilli* and *Yabeina* sp. and other middle Permian fossils at Saruta, Ishida and other localities in the southern adjacent area. And in brecciated limestone lens to the southeast of Aosari is found *Pseudofusulina* cf. *kratowi*, *P.* sp. and *Triticites*? sp., fusulinids of lower-middle Permian. The Kokuzo Member rarely yields middle Permian fossils including *Neoschwagerina* sp. at some localities.

2) Kusugami Formation

This formation comprises schalstein (basic to intermediate pyroclastics) or its metamorphics and is intercalated with limestone and chert. It is overlain by thrust sheets of the Kamaida Formation, the Yokokurayama and the Ochi Groups and the Yokokura Complex, and tectonically rests on the Hakawa Formation and the Mesozoic strata. The Kusugami Formation is divided, by a difference of distribution and metamorphic grade into the Minagoshi, Omoiji, Kashigato, Kariyama, Ono, Kashiwara, Konotani and Miyanotani Members. They are arranged in a series of their own subzone with a common trend and separated by thrusting relationship from each other.

The Minagoshi and the northern half of the Omoiji Members occupy the southern margin of the Sambagawa Metamorphic Terrain. The southern half of the Omoiji and other Members belong to the Chichibu Terrain. The Minagoshi and the northern half of the Omoiji Members consist predominantly of green schist intercalated with schistose limestone. The southern half of the Omoiji and the Miyanotani Members show weak metamorphism, and consist chiefly of green phyllite, and phyllitic schalstein with limestone lens, however, partly include green schist. The other Members are very slightly or not metamorphosed.

According to ISHII et al. (1957), *Fusulina* sp. and *Triticites* sp., upper Carboniferous fusulinids, are yielded from limestone lens in the Kashiwara Member at Kashiwara, Odo and Kohama, and after KATTO and KAWASAWA (1958), *Pseudoschwagerina* sp. and *Pseudofusulina* sp. are found in lenticular limestone at Mibuchi-dani and according to HASHIMOTO (1967), lower and middle Permian fossils are yielded from limestone of the Kashigato Member, i.e. *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp. and *Hayasakaina* sp. at Oyakochi, *Pseudofusulina*? sp. at Hashidoko. Some fusulinids from the Ono Member are found, such as *Schubertella* cf. *pusilla*, *Triticites tantula* and *Pseudofusulina* sp. at Mizuta, *Pseudofusulina* sp. at Iwami and Shogase. And after KOBAYASHI (1950), *Pseudoschwagerina* aff. *uddeni* is found in the Konotani Member at Konotani.

3) Tosayama Formation

This formation, underlying the Kamaida thrust sheet, rests on the Kusugami and the Hakawa Formations with thrust fault relationship. It forms a belt extending in the E–W direction and intersects obliquely extensions of the subzones of the Kamaida and Kusugami Formations. This formation is composed chiefly of limestone and partly of schalstein and tuffaceous clayslate, and eastward continues to the typical distribution area in the east. The limestone yields only a few fossils as coral fragments in the present area, but in the eastern adjacent area contains many fusulinids of the middle Permian *Neoschwagerina* zone (TORIYAMA, 1947; HASHIMOTO, 1967; KATTO et al., 1960–61).

4) Hakawa Formation

This formation is composed chiefly of alternation of clayslate and sandstone, intercalated with lenticular conglomerate and limestone. It underlies thrust sheets of other Paleozoic formations and the Yokokura Complex and is thrusted up over the Mesozoic strata. It is divided into the Gohoku, Uchino, Ori, Maki, Higashiura, Katsura and Minamikomiyama Members. They are zonally arranged from north to south in the mentioned order.

The Gohoku Member along the southern margin of the Sambagawa Terrain is composed of alternation of pelitic schist and psammitic schist, intercalated with limestone lens.

The Higashiura Member and the northern part of the Uchino Member are weakly metamorphosed and consist chiefly of phyllite, partly intercalated with crystalline schist. According to HASHIMOTO (1967), *Neoschwagerina* sp. or *Yabeina* sp. of middle Permian fusulinids are found in limestone of the Uchino Member at Uchino. Upper Permian fossils are found from the Katsura Member, as follows: *Waagenophyllum indicum* from limestone lens at the southern part of Nagatake and Shimoyama (KOBAYASHI, 1931b, 1931c), *Waagenophyllum indicum*, *Yabeina yasubaensis* and *Lepidolina*? sp., etc. from conglomerate at Shimoyama (YAMASHITA, 1958a), and *Actinodontophora katsuraensis* and other mollusca from sandstone at Katsura to the west of the studied area (ICHIKAWA, 1951).

1. 3 Unknown age

(A) Serpentine

Serpentine, with the general trend of E–W, is intruded along the margin of the thrust sheets and into the Paleozoic strata and the Yokokura Complex. It never cuts the Mesozoic strata. It is strongly cleaved or crushed into small pieces or slices, and accordingly massive bodies are scarcely found.

(B) Togano Formation

This formation consists of alternation of sandstone and mudstone or shale. Tectonically it is covered by thrust sheets of both the Kokuzo Member of the Kamaida Formation and the Minamikomiyama Member of the Hakawa Formation. It is almost always in fault contact with the Middle Jurassic Naradani Group and the pre-Aptian (pre-Miyakoan) formations of the Shimanto Supergroup. After SUZUKI (1931), *Tosapecten* was once obtained from the Togano Formation in the southern adjacent area. But the report is uncertain.

1. 4 Mesozoic

The Mesozoic systems are widely distributed in the southern half of the mapped area. Tectonically the strata can be classified into those of the Chichibu Terrain and the Shimato Complex in the Shimanto Terrain. The Mesozoic strata in the Chichibu Terrain are distributed in the southern area of the Chichibu Terrain and comprise the Middle and Upper Triassic, the Middle and Upper Jurassic, and the lower, middle and upper Lower Cretaceous, and the lowest and lower Upper Cretaceous. The Shimanto Complex is divided into the pre-Aptian and upper Lower Cretaceous formations.

(A) Triassic

The middle and late Triassic strata of this area are named the Ladinic Zohoin and the Carno-Noric Kochigatani Groups, respectively.

1) Zohoin Group

It is narrowly exposed as window surrounded by the overlying Paleozoic thrust sheets at Zohoin and Yokoyama-dani in the southwestern part of this area and at Okumyo, Koretomo

and its eastern neighbourhood in the southeastern part, extending in the WSW–ENE direction. This group is composed of fine-grained sandstone and black shale, and yields *Daonella kotoi*, *D. sakawana*, *D. densisulcata* and other mollusca at Zohoin in the southern adjacent area. However, it is always in fault contact with other strata. Accordingly the lower and upper limits of the group are unknown.

2) Kochigatani Group

This group is distributed in one to three narrow belts extending east to west due to a folding. It is exposed around Kochigatani in the southwestern area and at Shimoyama, Ryuseki and Kashiwai along the upper course of the Kusaka river. Besides other small exposures are found at Yokoyama, the northeastern part of Imoze-toge and around Yashiro. The Kochigatani Group is covered unconformably by the Torinosu Group at Kochigatani. The lower limit of this group is unknown as it is tectonically overlain by thrust sheets of the Paleozoic and Yokokura Complex.

This group is divided into the Lower and Upper Kochigatani Subgroups based on biostratigraphical succession.

The Lower Subgroup consists of alternation of sandstone and shale, and the Upper Subgroup of sandstone alternating with shale, intercalated with fine-grained conglomerate and conglomeratic sandstone.

According to KOBAYASHI (1951b), the Carnic Lower Subgroups is divided into the *Oxytoma-Mytilus*, *Halobia-Tosapecten* and *Myoconcha* Members in ascending order based on Paleontological evidence and the Noric Upper Subgroup is the *Monotis* (*Entomonotis*) Member.

(B) Jurassic

The Jurassic formations of the area are the Middle Jurassic Naradani and Upper Jurassic Torinosu Groups.

1) Naradani Group

The Naradani Group extends along the southern margin of the so-called "Togano or Torinosu Zone", and crops out in the east of Ishida and limitedly at Ikenouchi and Makiyama areas, respectively. It is covered disconformably by the Upper Jurassic Torinosu Group at the type locality not so far from the southwestern border of the present area, and it is in fault contact with the underlying rocks. Therefore, the lower limit is unknown.

It is composed of sandstone, mudstone and siltstone, intercalated with thin limestone. After TOKUYAMA (1957b, 1958), *Naradanithyris kuratai* and other brachiopods, coral, echinoids, etc. are yielded in limestone lenses of this group.

2) Torinosu Group

This group occurs in three rows with a trend of east to west or east-northeast to west-southwest due to a folding. They are named, from south to north, the Torinosu (or Togano), Mitoda (or Nagatake) and Kaisekiyama Zones, respectively. This group in the first row rests disconformably on the Middle Jurassic Naradani Group with basal conglomerate on the south side and rests unconformably on the Ladinic Zohoin Group on the north side with basal conglomerate at Zohoin in the southern adjacent district. Those in the second and third rows lie unconformably on the Carno-Noric Kochigatani Group with basal conglomerate or basal sandstone in most cases. The group is composed mainly of sandstone, mudstone and siltstone, intercalated with conglomerate and limestone. The lenticular limestone and calcareous mudstone of this group yield a rich Torinosu fossil fauna, including ammonites, brachiopods, calcareous algae, foraminifera, hydrozoa, coral, echinoids, mollusca, etc. and some plant fossils.

According to KOBAYASHI (1935b), Tithonian *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri* is found at Yatsuji and Tithonian *Pseudosaccocoma japonica* at Iwaiguchi in the southern adjacent district of the Torinosu Zone, respectively. And also Callovian *Horicoceras mitodaense*, *Sigaloceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Properisphinctes* aff. *bernensis* are found at Mitoda of the Mitoda Zone, and Tithonian *Lithacoceras tarodaense* at Arinoki of the Kaisekiyama Zone, respectively. *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri* is found at Kamo of the Kaisekiyama Zone, too.

(C) Cretaceous

The Cretaceous formations occupy the main part of the Ochi Basin in the southwestern area and the northwestern part of the Kochi Basin in the southeastern part of this area, respectively. Tectonically they are overlain by thrust sheets of the Paleozoic and Yokokura Complex. Stratigraphically they comprise the Ryoseki, Lower Monobegawa, Upper Monobegawa, Kuroiwa and Yanasegawa Groups in ascending order.

1) Ryoseki Group

The Lower Neocomian (Kochian) Ryoseki Group, the lowest part of the Cretaceous strata forms the Cretaceous synclinorium structures and appears on the northwestern and southern flanks of the Ochi Basin and in the northwestern margin of the Kochi Basin. It is overlain disconformably by the Lower Monobegawa Group, and lies unconformably on the Torinosu Group. This group is composed chiefly of alternation of sandstone and mudstone, intercalated with fine-grained conglomerate and siltstone, and characterized by white arkose and felspathic quartz sandstone and the so-called "Ryoseki flora". The Ryoseki Group in the Kaisekiyama area has basal conglomerate or basal sandstone, and yields such fossils as *Polymesoda* cf. *shiroiensis*, *Gervillaria haradai* and other brackish mollusca and some plants.

2) Lower Monobegawa Group

The Upper Neocomian (Aritan) Lower Monobegawa Group lies unconformably on the Ryoseki Group with basal conglomerate or basal sandstone, and is exposed on both wings of the synclinorium forming the Ochi Basin, that is, on the north side of the Kaisekiyama Formation and on the south side of the Ryoseki Group near Miyaji, and also on the southeastern side of the underlying group in the Kochi Basin. This group consists of alternation of sandstone and mudstone, intercalated with conglomerate and siltstone. According to KOBAYASHI (1932), FUKUCHI (1941) and HIRATA (1974), this group yields *Pterotrigonia pocilliformis*, *Nipponitrigonia naumanni*, *N. kikuchiana* and other fossils of the Monobegawa fauna at some localities.

3) Upper Monobegawa Group

The Aptian—Lower Cenomanian Upper Monobegawa Group rests unconformably on the Lower Monobegawa Group with basal conglomerate or basal sandstone, and is overlain by the Kuroiwa Group. This group is in fault contact with the Paleozoic thrust sheets on the north and east sides of the Ochi Basin. In the Kochi Basin, the group is in fault contact with thrust sheets of the Paleozoic and Yokokura Complex. This group consists of alternation of sandstone and mudstone, intercalated with conglomerate and siltstone. According to FUKUCHI (1941), *Pterotrigonia pocilliformis*, *Astarte subsenecta minor*, etc. are found at the north of Uji-dani near Kamo in the Ochi Basin. Also, according to HIRATA (1971, 1974), *Acanthotrigonia moriana*, *Gervillaria haradai*, *G. miyakoensis*, *Criniceras?* sp. from the lower half of this group, and *Parahoplites* sp., *Hipophylloceras* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Cheloniceras* sp., *Acanthoplites* sp., *Criniceras?* sp., *Phlloceras* sp. from the upper member are gained.

4) Kuroiwa Group

The Upper Cenomanian (Lower Gyliakian) Kuroiwa Group covers unconformably

the Upper Monobegawa Group with basal conglomerate or basal sandstone and is overlain unconformably by the Yanasegawa Group. The Kuroiwa Group occurs around the Yanasegawa Group forming a synclinal structure and is hemmed by the Upper Monobegawa Group in the Ochi Basin, but it is not found in the mapped area in the Kochi Basin. This group consists of alternation of sandstone and mudstone, intercalated with conglomerate and siltstone. According to Fukuchi (1941), Kobayashi (1932) and Katto et al. (1960–61), Gyliakian ammonites, Trigonians and shell fossils are found in this group, i.e. *Pterotrigonia pocilliformis* and *Ostrea* sp. at Itoda, *Desmoceras* sp., *Inflaticeras* sp., etc. at Yamamoto, *Nipponitrigonia kikuchiana*, *Pterotrigonia hokkaidoana*, *P. pocilliformis*, etc. at Kurohara, *Desmoceras* sp. at Yotsujiro and other fossils at some localities.

5) Yanasegawa Group

The Turonian (Upper Gyliakian) Yanasegawa Group lies on the Kuroiwa Group with a probable slight disconformity and occupies the central part of the Cretaceous synclinorium in the Ochi Basin. It is composed mainly of massive and thick-bedded sandstone with subordinate mudstone and siltstone. According to Katto et al. (1960–61), the lower part yields Gyliakian ammonites and shell fossils, i.e., *Acanthotrigonia puslulosa*, *A. dilapsa*, *A. longiloba*, *Desmoceras*? sp., *Sharpeiceras*? sp., *Mantelliceras* sp., *Calycoceras*? sp., and mollusca at Miyanohara. Also, according to Hirata (1974), *Apitrigonia crassoradiata*, *A. jimboi*, *Bostrycoceras* sp. and many fossils are found near Miyanohara.

(D) Shimanto Supergroup

It occupies the Shimanto Terrain separated by a presumed fault, the so-called "Butsuzo Tectonic Line" from the Chichibu Terrain. This supergroup is divided into the pre-Aptian (pre-Miyakoan) Haruno and Aptian–Albian (Miyakoan) Doganaro Formations. The Haruno Formation occurs at the southeastern corner of this area, but the Doganaro Formation is distributed only in the southern adjacent area and not found in this area.

1) Haruno Formation

The formation extends in the ENE–WSW direction along the northern margin of the Shimanto Terrain, and is thrust up on the Doganaro Formation on the south side in the southern adjacent district. This formation is divided into the Hirooka Alternation, Arakura Mudstone and Tobiishi Sandstone Members in ascending order with conformable relationship and rarely yields plant fragments, however, fossils diagnostic of geologic age are not found.

Hirooka Alternation Member (800 m+): It is composed of thinbedded alternation of medium- to fine-grained sandstone, mudstone and siltstone. Lithological change such as variation of ratio of sandstone to mudstone is somewhat remarkable.

Arakura Mudstone Member (200 m): Dark grey mudstone is predominant with frequent intercalation of thin beds of fine-grained sandstone and siltstone.

Tobiishi Sandstone Member (430 m+): Thin bedded, medium- to fine-grained sandstone is predominant with frequent intercalation of thin mudstone and siltstone beds.

2) Doganaro Formation

It is composed of sandstone and mudstone, intercalated with siltstone beds, small masses of limestone and thin beds of conglomerate. Lithological variation is remarkable in places. The Sodayama Mudstone Member, the middle part, yields calcareous algae, hydrozoa, coral, and Miyakoan (Aptian–Albian) mollusca at around Doganaro in the Southern adjacent area.

1. 5 Cenozoic

(A) Quartz Porphyry

This rock occurs as many dykes and small masses cutting various kinds of rocks of the Paleozoic Kamaida, Kusugami and Hakawa thrust sheets. It is probably of late Tertiary in age. Many small dykes are found along the Shinbetsu and Kamiyakawa Rivers with general trend parallel to subparallel to that of the so-called "Mikabu Tectonic Line" which borders the Mikabu Terrain on the north side and the Chichibu Terrain on the south side. Some dykes are intruded along the fault plane of the "Mikabu Line" and are cut by revived faults.

(B) Pleistocene deposits

The widest distribution is on the hills near Jyoyama in the southeastern area, and small distribution is generally found on gentle slopes of mountainous area and along every rivers. The deposits on the slope of a mountainous area probably represents ancient fanglomerate and talus breccia.

(C) Alluvium

The alluvial deposition in the mapped area owes much to rapid erosion and transportation by the Niyodo and the Kagami Rivers and their tributaries. The deposits around Asakura, Ino, Takaoka, Ochi and Sakawa are rather extensive in distribution.

2. Geologic Structure

2. 1 Thrust Sheet

The Yokokura Complex occupies the axial core of large-scale overturned anticlinorium composed of the Silurian-Devonian and the Upper Devonian strata, probably accompanied by the Permo-Carboniferous sediments. The Yokokura Complex and various Paleozoic strata in turn forms their own thrust sheet separated from each other. The tectonic feature of this area is characterized by the major nappe structure and a pile of many overthrust sheets with and imbricate structures due to the southward advance of thrust mass. Successive thrust sheets, from north to south, are composed of the Yokokura Complex, the Yokokurayama and Ochi Groups, the Kamaida Formation, the Tosayama and Kusugami Formations, and the Hakawa Formation, respectively. They are thrust up as a whole onto the disturbed and intensely folded Mesozoic strata inclusive of the Togano Formation. The thrust planes show a gentle undulation and the very intensely folded strata also show a gently undulated enveloping surface, of which crests generally run in the E–W or ENE–WSW directions. The Paleozoic strata are intensely folded in appearance, and original bedding planes of the Permo-Carboniferous strata were generally demolished by shearing. But overturned strata are partly recognized in the Hakawa and Kusugami Formations by means of observation of graded bedding in the northern area. This kind of fold in the Permo-Carboniferous strata is presumed to represent the overturned southern wing of a large-scaled isoclinal anticulinorium. Also, the each thrust sheet is frequently divided into many slices due to thrusting of minor order.

The above-mentioned structures belong to the late Mesozoic crustal movements.

2. 2 Rocks of Unknown Age

Serpentine: Several masses and connected or solitary dykes are intruded into the Paleozoic strata and the Yokokura Complex but not into the Mesozoic. It seems to have been intruded along the thrust planes.

Togano Formation: It shows a consideraly complicated structure with steep to vertical

dips. Folding axes run generally in the E–W or ENE–WSW directions.

2. 3 Mesozoic

(A) Chichibu Terrain

The Mesozoic strata inclusive of the Togano Formation are exposed as large or small windows below the pre-Mesozoic thrust sheets in the Paleozoic area, and are frequently overlain by pre-Mesozoic klippes of various sizes in the Mesozoic area.

The Middle Jurassic Naradani Group occurs at the lowest part of the southern wing of the southernmost major syncline striking ENE–WSW, and the Middle Triassic Zohoin Group occupies the central part of the northern adjoining major anticline stretching in the same direction.

The Upper Triassic Kochigatani and Upper Jurassic Torinosu Groups repeatedly appear by a folding in three to four zones. The zones run parallel to subparallel to each other with the E–W or ENE–WSW direction and are separated from each other by thrust faults.

The Torinosu Group of the first Torinosu (or Togano) Zone occurs at the central part of the southernmost major syncline, that of the second Mitoda (or Nagatake) Zone is exposed at the central part of the intermediate major syncline and that of the third Kaisekiyama Zone is on the southern wing of the northernmost synclinal structure. The Kochigatani Group occupies the major anticlinal part between the Kaisekiyama and Mitoda Zones. Also, the Kochigatani Group in the north of Imoze-toge probably represents the northern wing of the northernmost syncline and that near Yashiro occupies presumably the second synclinal zone.

The Lower Cretaceous Ryoseki, Lower Monobegawa and Upper Monobegawa Groups and the Upper Cretaceous Kuroiwa and Yanasegawa Groups in the Ochi Basin form the northernmost major synclinal structure assorted with minor folds. The synclinal structure stretches from west to east, however, is concealed under the thrust sheets on the east side of the Ochi Basin and appears again near Yokouchi far east.

The Mesozoic strata are intensely folded and faulted, and the overturned structures are not rare. Most folding axes generally run in the ENE–WSW direction. Slightly curved axial line are frequently found in the Upper Jurassic and Cretaceous sediments in the Ochi Basin, and some minor folds of the underlying group are cut off by basal unconformity plane of younger groups.

The Upper Cenomanian Kuroiwa Group together with the underlying lower Cretaceous groups form a major syncline, the axes of which inclines northward. The northern wing of the anticline also shows generally northward dip, and the strata are overturned. The Turonian Yanasegawa Group form a major synclinal structure, too. But the synclinal axes of the Kurokawa Group is located a little northward compared with that of the Yanasegawa Group.

Generally, the older a formation is, the more violent its disturbance is.

(B) Shimanto Terrain

The pre-Aptian Haruno Formation is thrust up onto the Aptian-Albian Doganaro Formation and covered by the thrust sheet of the Paleozoic rocks of the Chichibu Terrain. It is intensely folded and faulted, and even the overturned structures are recognized at some localities. However, it is not so intensely deformed as the Upper Triassic Kochigatani Group and the older strata of the Chichibu Terrain. Folding axes strike mostly parallel to subparallel to the general trend of the Chichibu Terrain.

Lithological characteristics of the formation are similar to those of the Togano Forma-

tion, and moreover, the tectonic properties are also similar. Accordingly both formations seem to have been continuous before the appearance of a thrust plane between them. However, the Togano and Haruno Formations are treated as a separated formation which is cut off by an assumed fault.

3. Conclusion

Very complicated geologic structures of the Ino District can be reseasonably interpreted by assuming creation of a large-scale overturned anticlinorium, developing of a anticlinorium into a heap of several nappes and southward advance of nappes to be thrust up onto the folded autochthonous Mesozoic strata. The structures are mostly the effects of the late Mesozoic crustal movements.

The late Mesozoic crustal movements seem to have started with the deposition of the Upper Jurassic Torinosu Group and occurred intermittently in the various stages of Cretaceous. The climax is presumed to have been immediately after the deposition of the Turonian Yanasegawa Group.

The evolution of the enormous isoclinal anticlinorium was probably caused by and connected with an upheaval of the assumed "Ryoke Metamorphic Geanticline" on the north side.

はじめに

西南日本の中・古生界の地質構造は後期中生代の地殻変動によって，その主要部がつくられた．この観点から北側の三波川帯と南側の四万十帯の一部を含む秩父帯の地質構造の解明のために本地域において調査研究に従事した．地質調査は南域の佐川町周辺を含めて昭和40年から8年間に亘り，野外調査日数は実働185日を要した．佐川周辺の地質は別の機会に公表する．

本地域は層位学・古生物学ならびに地質構造などについて興味深いところであり，これらに関する研究は非常に多い．

筆者はこれまで主に西南日本内帯の地質研究に従事し，これをまとめた（Kawai, 1961; 河合，1970 a ほか）．この研究に関連して西南日本外帯の構造発達の推移について関心をもった（河合，1965，1967）．

ここでは地質構造の解明に力を注いだので，化石産地の完全な確認や古生物の採集は不充分である．化石の産地は文献一福地（1941），石井・市川ほか（1957），甲藤・須鎗ほか（1960-61），甲藤・川沢（1958），蔵田（1940-41，1941 d），小林（1931 b，1950），小林・市川（1951）などを検討した．地質構造に関する研究も早くから行われ，種々の立場から論議されている．本論文において充分な引用はなし得なかったが，小川（1906），小沢(1926)，Ozawa (1928)，Yehara (1929)，江原(1940)，小林(1935-37)，小林・松本(1936 b)，小林・大塚(1937-38)，Kobayashi (1931 f, 1941)，Matsumoto and Kanmera (1949) ほか，も検討して研究をすすめた．

調査に当たり平田茂留氏から多くの地域で主に中生界の化石産地を教示され，また資料の提供を受けた．広川治技官には岩石，宮村学技官には紡錘虫化石の鑑定をわずらわせた．薄片の作成は大野正一技官が担当した．上記の方々に衷心から謝意を表する．

1. 地質の概要

本地域は四国の西南日本外帯のほぼ中央南域に当たる．

中央構造線を境として，その南側には結晶片岩類からなる三波川帯が，いわゆる御荷鉾構造線をもって境されて秩父（累）帯と接する．

秩父帯は非変成古生界を主とし，中生界・先シルル系横倉複合岩類および古生界の准片岩相などを伴う地層群からなり，南限の"仏像構造線"で，四万十帯の四万十（川）累層群と境される．

西南日本外帯には小川（1906）らによって古くから鱗片構造ないし帯状構造の存在が知られている．

本地域は第1図に示す通り，高知市の西側で，西から越知・伊野の2盆地と佐川盆地の一部を含み，高知盆地の北西部に達する．秩父帯が主要部を占めるほか，北の三波川帯南縁部と南の四万十帯の北縁部を含む．

第 1 図　伊野地域およびその周辺部位置図

Locality Map of the Ino District and its Environs.

高知県の秩父帯は甲藤・須鎗ほか（1960－61）によって，北・中および南の 3 帯に大別された．

中・古生界は一般に秩父帯の延長方向に並走して帯状構造をつくっており，甲藤・須鎗ほか(1960－61)の北帯南部と中帯には中生界に接近して先シルル系の横倉複合岩類・シルル－デボン系横倉山層群および上部デボン系越知層群が断片的に現われる．この地帯は九州から紀伊半島西部まで広範囲に知られる．市川・石井ほか(1953, 1956など）は西方域外の城川町（旧黒瀬川村）で，この地帯を研究し，これを黒瀬川構造帯とよび，そして変成岩を寺野変成岩，花崗岩などを三滝火成岩類とした．このような岩石は多くの場合に小岩体をなしており，市川・石井ほか（1956など）は地殻変動によってレンズ状部となったとのべた．本地域では，変成岩および火成岩類を一括して小林・嵐（1940 b）は横倉火成岩類とよんだ．

野田（1961，ほか）は九州で，同種の岩類はシルル系より古く，先カンブリア系の可能性があるとし（宮地・冨田ほか，1963，ほか），端山(1959)は本域の馬ノ原岩体の変成岩の岩石学的研究によって，原岩は先カンブリア系と推定した．これらの変成岩や深成岩は石原（1931），杉山隆二（1936）および福地（1941）によっても研究され，分布は正確に把握された．

シルル系は小林・嵐（1940）および Yabe and Sugiyama (1942) によって，それぞれ妹背および域外の横倉山で発見され，杉山敏郎（1944）は妹背でも化石を研究した．浜田（1959 a，1959 b），Hamada (1961) は西南日本および日本のシルル系を研究して，正確な時代を決定した．平田（1966 a，1966 b）は横倉山でシルル系から上部デボン系を分離した．野田は九州でシルル系の研究をしたが，域外の横倉山付近でも地質研究を行った（野田，1955；Noda, 1964）．

本地域および周辺部の古・中生界は古生物学および地質学の双方から研究されている．古生物を主体とした研究は，Yokoyama (1891)，Shimakura (1936) および Oishi (1940) などの中生代の植物化石の研究があり，木村達明（1973）によって引きつがれている．動物化石については，二畳-石炭紀では Yabe and Sugiyama (1931 a, 1933, 1934)，野中（1946），Toriyama (1942, 1945, 1947)，Ichikawa (1951) および今村(1966)などがあり，三畳紀では Shimizu (1926–27, 1930a, b ほか）および Yabe and Shimizu (1935 a)，Kobayashi (1931g)，Kobayashi and Ichikawa (1949a, 1949b, 1949c, 1950a, 1950 b, 1950c)，Ichikawa (1949, 1950)，Tokuyama (1957 a) などの研究があり，このうち菊石は Bando (1964) によって総括される．ジュラ紀では Yabe and Sugiyama (1931b, 1935 ほか），江口（1951 a），Eguchi (1951b)，Kobayashi (1935 b, 1954, 1956 a)，Kimura (1951, 1956b)，Tamura (1960b)，Tokuyama (1957b, 1958, 1959) などがある．白亜紀のものは Yabe (1927)，

Yehara (1923), Kobayashi (1956 b), Kobayashi and Nakano (1957), Nakano (1961), Nakano and Numano (1961) などがある.

本地域で最も古い地質図は奈佐忠行の佐川—越知盆地のもので, Harada (1890) により引用された. 小川 (1902) の地質図幅, Yehara (1926, 1927) の四国全域に亘る研究と地質および地質構造の総括 (Yehara, 1929 および江原, 1940) がある. 鈴木 (1931, 1933, ほか) は四国において広範囲にわたって地質図幅をつくった.

小林 (1930) は佐川盆地の中－古生界の研究において, デッケン構造の存在に気付き, 層序と地質構造の解明につれて多くの新事実を公表した (小林, 1931 a, 1931 c, 1931 e, 1932, 1935 a; Kobayashi, 1931 b, 1935 b). それはまた, 地殻変動の解明にもつながり, 小林・青地ほか (1940 a), 小林・〃 (1940 b), 小林・井尻 (1936 a), 蔵田 (1940－41), Kobayashi et al. (1945) などの研究によって, それまで明らかにされた地殻変動の発達の推移 (小林, 1931b, 1931d, 1935–37, 1938, 1939; Kobayashi, 1931f; 小林・松本, 1936 b; 小林・大塚, 1937－8) に修正を加えて, 日本列島における中生代の大地殻変動の佐川造山輪廻の発達を明らかにした (Kobayashi, 1941; 小林, 1951a). その後広範囲の資料を検討して一層成果を発展させた (Kobayashi, 1949).

この小林の諸研究とともに蔵田 (1940－41) は斗賀野および佐川の両盆地とその周辺部で, 四万十帯から秩父帯にわたる地域の地質構造を解明したが, 地層の分帯に際してとくにジュラ系に注目した (蔵田, 1941 a, 1941 b, 1941 c, 1941 d). 福地 (1941) は越知盆地の白亜系などの地質構造を解明した. 木村敏雄 (1956 a) は佐川および斗賀野両盆地とその周辺部のジュラ系, とくに鳥巣層群の層序の解明に従事し, いわゆる三宝山帯 (または斗賀野帯) などにおいて放散虫を含むチャートの研究も行った (Kimura, 1944 a, 1944 b, ほか).

小林の研究は多くの人によって引きつがれ, 他にも小林・市川 (1951), Kobayashi and Ichikawa, (1950d), 田村 (1960a), Tamura(1961a, 1961b), Tokuyama(1961, 1962) などの研究が進められた.

他方において, 化石産地の新発見につとめ, その追跡による正確な地質図の作成が, 山内 (1936), 山内・平田 (1936, 1939), 平田 (1940, 1958, 1964, 1971, 1972, 1974) によってつづけられた. 化石の新産地の発見における橋本 (1932－33, 1967) の成果も大きい.

高知県下の四万十帯の研究は Matsumoto, Kimura and Katto (1952); Ozaki and Katto (1956), 甲藤・尾崎 (1956 a) ほかによって進められた. 三波川帯では小島・吉田ほか (1956), 秩父帯では石井・市川ほか (1957), 甲藤・須鎗ほか(1956 b), 甲藤・須鎗(1956), 甲藤・川沢 (1958) などの成果とともに市川・石井ほか (1956), 山下 (1958 a, 1958 b) などの研究も従来の成果と併せて高知県地質鉱産図 (甲藤・須鎗ほか, 1960－61) の編集が行われた. 甲藤・中村 (1954), 甲藤・須鎗(1966), 満塩・甲藤 (1966), Hayami and Kawasawa (1967) などの資料も加えて甲藤 (1969 b) は高知県下の地質をまとめた. このような多くの成果で, 本地域の層序および地質構造は次第によく判明するにいたった.

筆者は西南日本の石炭ないし二畳系を秋吉および大田両相に分け, それらは互いに堆積環境を異にすると見做した. 本地域の秋吉相に属する鎌井田・楠神および土佐山の3層は相互に衝上断層で接し, また大田相の波川層もさきの3層と衝上断層によって重なることを知り, それらの分布と地質構造の解明につとめた (河合, 1968, 1970 b, 1971, 1973 a, 1973 b, ほか).

横倉複合岩類と古生界とは, 東西方向にのびる褶曲群によって擾乱された中生界に衝上地塊をつくってのる. この衝上地塊は上から下に順次に, 横倉複合岩類・横倉山層群・越知層群・上部石炭－中部二畳系鎌井田層・中-下部二畳系土佐山層・上部石炭-中部二畳系楠神層および中-上部二畳系波川層(休場層群) が衝上地塊群をつくっている. これらの衝上地塊群は大局的には, 北から南に向かった大規模な横臥大複背斜をつくっており, 現在はその北翼部は削剝されつくしたもので, 核心となった複合岩類を含んで大複背斜の南翼部が中生界の上に推し被せ構造を形成している (河合, 1970 a, 1973 c).

三波川帯の結晶片岩類は, その原岩が鎌井田・楠神および波川の3層の相当層からなっていて, これら3層の構造関係は秩父帯におけるものと同様である.

秩父帯の中生界は衝上地塊群の地窓や半窓から露出しており, 露出はかなり断片的であるが, 分布および褶曲軸はともにほぼ東西にのび, 南北方向に波打った褶曲で特徴づけられる. 多くの小褶曲があるが, それらは3つの主要向斜と2つの主要背斜をつくり, 全体は複向斜を形成する.

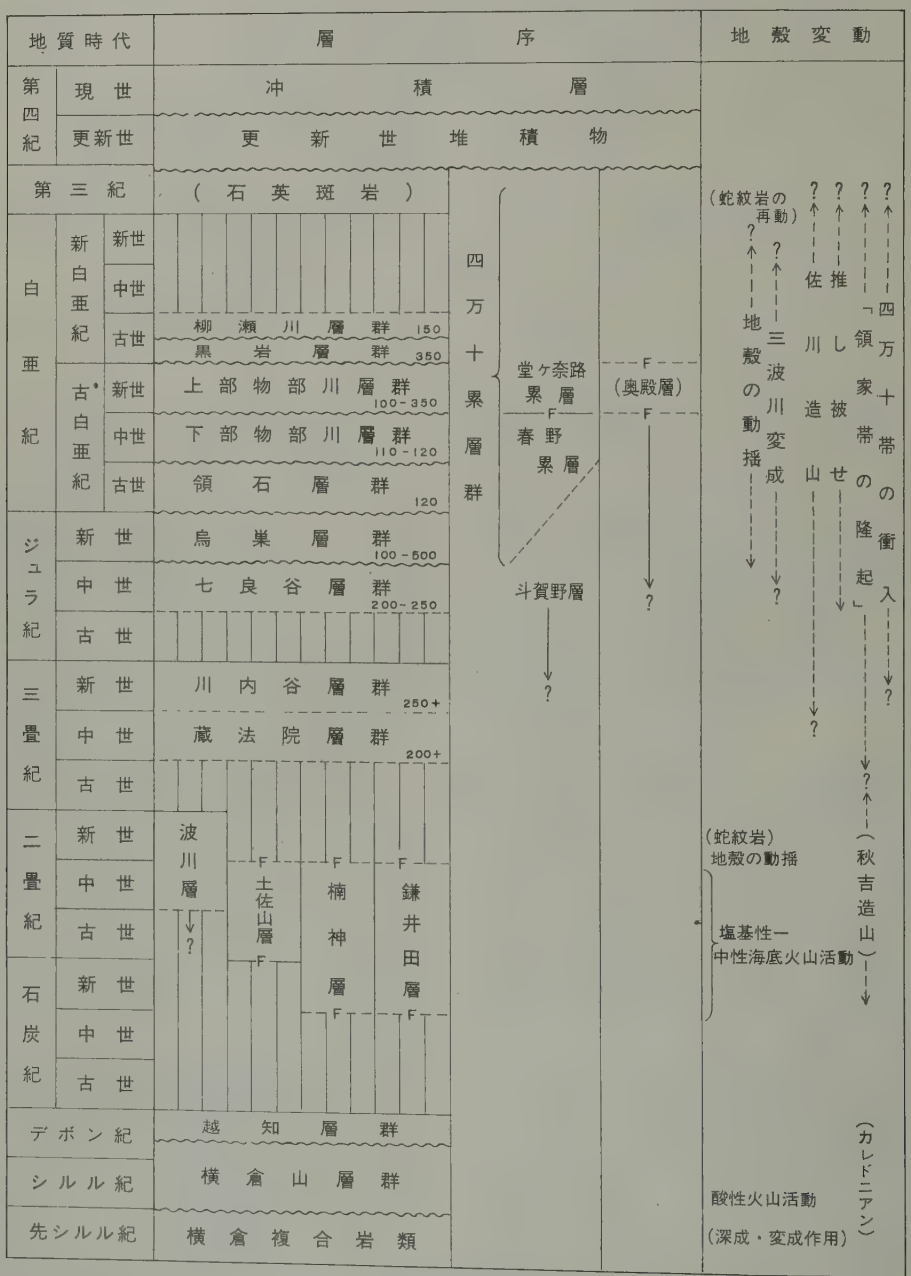
これらの中生界は非海成・瀕海ないし浅海性の堆積物からなっている. このような秩父帯の中生界に対して, 南側にわずかしか離れていないところにある四万十帯の地層は, 地向斜性堆積物からなり, 一部にジュラ系などを含むが, 主要な部分は白亜系を主体として中新統下部までに亘って不整合関係の認められない一連の地層群である. そして全体としては北に傾斜する.

このような両帯の中生界の関係は, 秩父帯の中生界に

対して古生界などが北から南に向かって大規模な推し被せ構造をつくるとともに，四万十帯の中生界は南から北に向かって秩父帯の下位に衝入することによって，異なる堆積区をもった両帯の中生界が接近するにいたったと考えられる．

2. 地 質 各 論

本地域には先シルル系横倉複合岩類・古生界・時代未詳の地質系統・中生界および新生界がある．第 1 表に層序表を掲げ，付図に地質図および地質断面図を示す（巻末袋入り）．



第 1 表 伊野地域周辺の層序表

Stratigraphic succession of the Ino district and its environs.

2.1 先シルル系横倉複合岩類

域外西方から横倉山をへて域内に入り、越知の南から域外東方の高知城趾まで，南北に比較的狭い幅をもって点在してほぼ東西にのびる．主なものは越知（大樽岩体）・馬ノ原・陣ガ森・土岐山および西塚ノ原のもので，小岩体を加えれば域内で70をこえる．尾立北山の南斜面には直径数m以下の小岩体が数個存在するが，これらは地質図では省略される．

本岩類は変成岩と深成岩類からなり，小林・岩田（1940 b）および福地（1941）はこれらに蛇紋岩を加えて横倉火成岩類とよんだ．ここでは蛇紋岩を除いて横倉複合岩類として一括する．

本岩類は衝上地塊を構成し，古-中生界の構造上の最上位を占める．多くの場合に衝上面には蛇紋岩が貫入している．

2.1.1 変成岩類

変成岩には片麻状構造を有する角閃岩や斑糲岩などがある．

片理は一般に東西方向の軸をもって南または北に傾き，小褶曲をくり返している．

急峻な山地の山嶺部や小丘陵状山地の突起部を占めている．一般に岩石が変質され，風化がすすみ，新鮮なところが少ないことと，急峻な山地に分布するために片理の測定が不充分であるが，全体を通観するとヤエ栗—鹿児—長崎南部を結ぶ東西方向の背斜[1]があり，その南北両側の小岩体群には，この背斜に並走する小向斜や小背斜がある．部分的に枝川付近の小岩体には南北性の小褶曲が見られる．

杉山隆二（1936）は馬ノ原・越知および西方域外の横倉山のものを馬ノ原・大樽[2]および横倉山の3岩体とよび，それぞれ含柘榴石石英閃緑岩質，花崗岩質および石英閃緑岩質，花崗岩質の3岩塊として区別した．馬ノ原岩塊は含柘榴石角閃岩であり，端山（1959）はこの原岩は先カンブリア紀と推定した．大樽岩塊は片状斑糲岩を主体とし，一部に花崗岩が貫入し，横倉山岩塊は石英斑岩と花崗岩とを主体とし，わずかに斑糲岩ないし角閃岩が伴われている．域内東端部から域外の東側にかけて分布するものは中粒で閃緑岩質角閃岩ないしソーシュライト角閃石斑糲岩で，青緑色角閃石にとみ，ソーダ斜長石のほか，まれに単斜輝石・柘榴石・セリサイト・ゾイサイト・黒雲母等が含まれる．

2.1.2 花崗岩類

花崗岩類は一般に灰色を呈し，中ないし粗粒で，黒雲母花崗岩および角閃石黒雲母花崗岩を主体とし，一部に閃緑岩質および花崗斑岩質岩石もある．陣ガ森岩体の西半部，その北方，枝川付近から宗安寺に亘る小岩体は花崗岩類からなっている．陣ガ森岩体の南西部の井ノ峰では変成岩に斑状花崗岩が貫入したところがある．陣ガ森岩体では正確な境界は確認されていなく，その概要を示すにとどまった．

花崗岩はしばしば圧砕されてミローナイト化し，不顕著ではあるが部分的には片状構造が存在する．一般に変質されていて，風化がすすみ，新鮮な部分が少ない．

2.1.3 石英斑岩

青灰色ないし暗灰緑色を呈する堅硬な岩石である．有色鉱物はほとんど分解されて緑泥石や緑簾石に変化している．西方の横倉山西部では比較的に大きな岩体があるが陣ガ森岩体の西縁部とその西のマキヤマ周辺に数個の小岩体が知られる．花崗岩との境は確認されていない．杉山隆二（1936）は石英斑岩を花崗岩の周辺相と見做した．石英斑岩は変成岩や花崗岩とともにしばしば圧砕されてミローナイト化するところがある．本岩は花崗岩とともに接近した古・中生界に接触変成作用を与えていない．

2.2 古生界

2.2.1 シルル系－デボン系横倉山層群

本層群は周囲が衝上断層でふち取られて，構造上，複合岩類の下位で，他の中古生界の上位を占めて分布する．しばしば衝上断層にそって蛇紋岩が貫入する．

本層群は多くの場合に複合岩類の周囲を取りまくか，またはその周辺に現れる．その好例は清宝山付近，陣ガ森岩体周辺，尾立北山等にみられる．本域では40以上の大小の岩体をみいだした．

本層群は砂岩および粘板岩を主とし，礫岩・石灰岩および凝灰岩をはさむ．砂岩および粘板岩は一般に暗青灰色ないし淡緑色を呈し，酸性凝灰質である．砂岩は中粒ないし細粒のものが多いが，時に粗粒のものや含礫砂岩ないし細礫礫岩質のものもある．礫岩は角礫質で，石英斑岩や流紋岩物質の細礫ないし中礫のものを含む．横倉山の南斜面では拳大ないし直径数10 cm の石英斑岩の巨礫が認められた（河合，1971）．井ノ峰には厚さ数mの細礫礫岩があって，山下（1958 b）はこれから変成岩礫の存在を指摘した．凝灰岩は淡緑ないし淡灰白色を呈し，流紋岩質である．部分的にはやや珪質のものもある．石灰岩は暗灰色ないし黒色で，時に灰色のことや凝灰質物を混在して淡紅・灰緑・青灰色またはこれらの雑色を呈し，角礫質の部分もある．横倉山の石灰岩は比較的に連

1) 衝上地塊は地層が逆転されているので，衝上地塊の背斜および向斜は見かけ上のもので，実際はそれぞれ向斜および背斜である．ここでは，大構造をのべる以外は見掛け上のものを指す．

2) 越知のすぐ西の部落名大樽による．

続性にとむものがあるが，域内ではいずれも小岩体で，妹背から *Halysites* その他が報告された（小林・嵐，1940 b，杉山敏郎，1944）．他の地域から化石は未発見であるが，石灰岩の小岩体は清宝山の北西方・妹背の北方・琴平山の西方にみいだされる．

本層群の岩石は特有の色調を呈し，酸性凝灰質であるために容易に他の岩石と区別できる．その反面に岩石が均質で，全般的に層理が不明瞭なところもあり，分布が一般に小さいので正確な地質構造の把握は容易でない．本層群の最も分布が広いものは域外の横倉山を構成する．浜田（1959a, 1959 b），Hamada (1961) は横倉山の下部石灰岩から *Halysites siimilchi*, *Falsicatenipora japonica*, *F. sikokuensis*, *Favosites* cf. *baculoidea* などの化石を識別して，これを中部シルル系の Wenlockian，上部石灰岩から *Schedohalysites kitakamiensis*, *Halysites tenuis*, *Falsicatenipora japonica*, *Favosites gothlandicus*, *Heliolites decipeus* などをえて下部 Ludolovian に対比し，本層群の上限はデボン系に達するとした．

2.2.2 上部デボン系越知層群

平田（1966 a，1966 b）は域外の横倉山の南斜面で，*Leptophloeum rhombicum*, *Lepidodendropsis* spp., *Orbiculoidea* sp. その他の植物化石を発見し，横倉山層群の主部を覆った基底礫岩から上位の含植物層を上部デボン系として分離した．

本地域では妹背の横倉山層群の南側にある礫岩を越知層群に含めた．この礫岩には片状花崗岩や片理を示さない花崗岩の礫が含まれ，このうちには大きさが人頭大に達するものがある．これを第 2 図に示す．見かけ上，妹背のシルル系の下位にあり，横倉山地域のものと同様に全体が逆転されたと見做して越知層群に属すると推定した．域外東方の高知市中万々にも本層群と思われる礫岩があり，尾立の東の鴻ノ森には薄い砂岩粘板岩層がある．鴻ノ森のものは横倉山層群の見かけの下位にあって，構造上の両限は蛇紋岩で境され，白亜系の上にのり，岩質は横倉山地域の本層群に類似する（河合，1973 c）．このほか，波川付近に砂岩粘板岩層があって，変成された楠神および波川両層の上位にのって，両限が蛇紋岩でふち取られるものがある．ここでも化石は未発見ながら岩質の類似性と構造関係から越知層群に含めた．

本層群は主として砂岩および粘板岩からなって，時に礫岩を伴う．砂岩は一般に灰色ないし暗灰色を呈し，一般に中粒ないし細粒であるが，時には粗粒のものもある．粘板岩には砂質のものが少なくない．

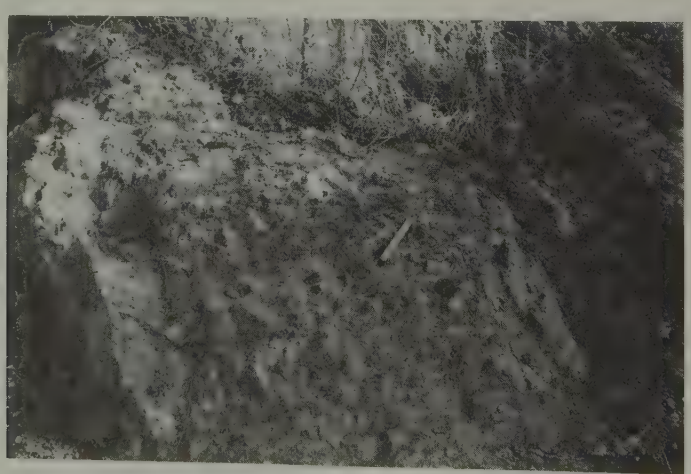
本層群は構造上横倉山層群の下位にあり，鎌井田・楠神両層ならびに他の古・中生界の上位を占める．

2.2.3 石炭-二畳系

西南日本の石炭-二畳系の分布は広く，これらは多くの地域で，それぞれ別個の地層名が与えられている．

ここでは海底火山から供給された輝緑凝灰岩と，その上位または周辺に堆積したチャートおよび厚い石灰岩を主体とした地層を，一括して秋吉台の古生界に対応させて秋吉相[3]，砂岩および粘板岩を主体とした陸源物質か

3) Kobayashi (1941, ほか) の秋吉相は広い範囲に亘って石灰岩の優勢な古生界を指すが，ここでは海底火山に伴った地層をよんだ．



第 2 図　越知層群の基底礫岩（日高村父原）

Basal conglomerate of the Ochi Group in Chichihara, Hidaka-mura.

花崗岩・緑色珪質凝灰岩およびチャートなどの円礫ないし亜円礫からなる礫岩で，大きい礫は人頭大に達する．

らなる地層を秋吉台の東側の大田層群に対応させて大田相として区別する．

本地域の石炭-二畳系は複雑な小褶曲と多くの断層（主として衝上断層）によって擾乱される．構造上の重なりと部分的な級化層理から判断して，全体が逆転していると推定される．級化層理から判定される地層の逆転は大田相のもので10数カ所，秋吉相のものでは輝緑凝灰岩質砂岩および同質粘板岩の互層部で数カ所確認されたにすぎないので，地質図には見かけの傾斜をそのまま記載した．また見かけ上は多くの小褶曲が存在するが，全体が大規模な逆転構造をつくり，そのうちで地層は波状にうねっているにすぎないので，地質図には褶曲軸は示さなかった．その代りになるべく走向および傾斜を記入するように努めたが，小褶曲は多いので，充分に示せなかった．

1） 秋吉相の古生界

a． 上部石炭-中部二畳系鎌井田層

本層はチャートを主体として薄い輝緑凝灰質ないし泥質の珪質岩または珪質粘板岩を含み，しばしば輝緑凝灰岩や石灰岩を伴う．秩父帯では主として非変成であるが，千枚岩質チャートのことや珪質千枚岩もわずかにあり，時には石英片岩もある．一般に北に向かって漸次に変成度を高めて三波川帯の南縁部の石英片岩に漸移する．

本層は横倉複合岩類および横倉山・越知両層群によって衝上され，他の古生界や中生界に衝上する．

急峻な山地に広く分布し，峡谷部や河川にそった低地では下位に古－中生界が現れる傾向にある．地質図に見られるように山地の突起部には多くのクリッペがあり，また峡谷部には地窓や半窓が現れる．

チャートは主として灰白色ないし灰色，白色・淡緑色または淡紅ないし淡赤褐色を呈し，時には暗色のこともある．多くのものは板状を呈し，層理は一般に明瞭である．主体が山嶺部に分布し，急崖をつくることが多いので，その走向および傾斜を充分に把握できなかったが，全体としてみると，E-WまたはENE-WSW方向の褶曲によって擾乱される．

輝緑凝灰岩は一般に赤褐色ないし青灰白色を呈し，塩基性で，厚さ数ないし10数mのものが挟まれる．石灰岩は一般に灰色ないし灰白色を呈するが，暗灰色ないし黒色のものもある．また，まれに角礫質の部分もある．主として非結晶質であるが，しばしば変成作用をうけて結晶質となる．

余り明瞭ではないが，本層にはほぼ東西にのびる帯状配列が認められる．

秩父帯では，鎌井田層は南から虚空蔵・大平山・本郷・伊野・長畑・勝賀瀬・上吉原・代次の8亜帯[4]に分けられる．このうち，さきの6亜帯は鎌井田層の衝上地塊のうちの衝上関係が異なる鱗片からなるが，上吉原および代次両亜帯は勝賀瀬亜帯の北側の変成度の差によって分帯されたものである．これらの諸亜帯を構成する地層を部層として区別し，さらに三波川南縁部の変成相は小式台部層とよぶ．

勝賀瀬・上吉原・代次および小式台の各部層　勝賀瀬亜帯は中央部の勝賀瀬と西部の鎌井田を南限として，ほぼ東西にのびる鎌井田層であって，南側では長畑亜帯，北側では西で滝地から東の川久保を結ぶ以北の上吉原亜帯と接する．南側は長畑部層に衝上すると考えられる．この衝上は勝賀瀬の南の川口において認められ，これを勝賀瀬衝上とよぶ．この衝上は大局的には鎌井田層全体の衝上地塊における衝上の一部で，また部分的には長畑部層に対する勝賀瀬部層の衝上でもある．

上吉原亜帯は勝賀瀬亜帯の北域から変成度が漸移し，チャートが千枚岩質化した部分である．

代次亜帯は上吉原亜帯の北側を占めてほぼ東西にのびるが，上吉原亜帯の変成度がさらに高まって代次部層になると珪質千枚岩から構成される．したがって上吉原亜帯との正確な境界は存在しない．

小式台亜帯は新別川と上八川川上流を結ぶいわゆる御荷鉾構造線の北側の三波川帯における鎌井田相当層を総称したものである．

これらの各部層は大局的には勝賀瀬衝上地塊を構成するものである．

勝賀瀬部層には本亜帯の南限にそって石灰岩を伴い，この石灰岩から化石を産する．小林(1950) は *Fusulinella* cf. *bocki*, *F.* ? sp., *Wedekindellina*? sp. を，橋本 (1967) は *Fusulinella* sp., *Fusulina* sp., *Wedekindellina* sp. を報告した．その東方延長部に当る石見東部（新城）から東方の西ノ谷まで連続する石灰岩がある．この石灰岩は部分的に鰄状を呈し，化石を含む．甲藤・川沢 (1958) は新城から *Fusulinella pseudobocki*, *Fusulina* sp., 西ノ谷（ビワダキ）から *Fusulinella gracilis*, *F. pseudobocki*, *F.* sp. などの産出を報じた．筆者は西ノ谷から *Triticites* sp. をえている．しかし，筆者は新城西方から *Pseudofusulina*? sp. を採取したので，ことによるとこの二畳紀の化石は楠神層（小野部層）のものか，または衝上断層にそって勝賀瀬部層にもみこまれたいずれかであろう．この上部石炭紀の石灰岩と同層準と思われるものが，勝賀瀬付近で石

4） 本郷・長畑・上吉原および代次の各亜帯は，それぞれ河合(1973 c）の桂・成山・滝地および広瀬の各亜帯と改称した．

灰岩の小レンズとして現れる．甲藤・川沢（1958）は勝賀瀬から *Fusulina* sp. を，さらにその東方の込谷から *Fusulina* sp. および *Triticites* sp. の産出を報じた．筆者は勝賀瀬の石灰岩の小レンズから *Schubertella kingi* を得た．ここには小野部層の存在は考えられないので，*Schubertella* が下部二畳系のものとすれば，衝上断層によってもみ込まれたか，石灰岩の一部に下部二畳系が含まれるとみるほかはない．

一般に同じ衝上地塊では，南域のものが新しい時期を示し，北域のものは古い傾向にある．したがって，勝賀瀬部層の主体は上部石炭系とみられる．また，上吉原・代次および小式台の各部層も石炭系を主体としたものであろう．

本郷部層　本郷亜帯は大平山亜帯の北側・伊野亜帯の南側にあって，本地域では南西隅にわずかに現れるにすぎない．その他，鏡川下流の宗安寺北部で伊野亜帯に囲まれた地域において非変成のものがあり，変成された伊野部層から除かれるので，本亜帯に属するとして扱った．

薄い灰色ないし暗灰色の石炭岩レンズから化石を産し，小林（1950）によれば域外南西方の本郷（尾川）から *Millerella* sp., *Staffella*? sp., 桂西方から *Eoschubertella* cf. *obucura*, *Fusulinella* cf. *bocki*, *F.* sp., 域内の青去南方から *Eoschubertella* cf. *magna*, *Fusulinella* cf. *biconica*, 横山谷から *F.*? sp. が知られる．

本部層は勝賀瀬部層とほぼ同層準の地層であろう．筆者は域外西方の古畑北部の転石から *Pseudofusulina vulgaris* その他を得た．本郷亜帯の南限は，この石灰岩よりも北側にあって，*Pseudofusulina* は大平山亜帯に属するであろう．

伊野部層　伊野亜帯は横倉複合岩類や横倉山層群などの分布する周辺に見出され，域内では西は川内谷から東は朝倉付近にのびている．

本部層を構成する岩石は主として珪質千枚岩で，部分的には石英片岩のところや千枚岩質チャートのこともある．

岩石は一般に不純物が少ないが，朝倉北部のものには輝緑凝灰岩質物を含み，風化がすすんでいる．石灰岩には非結晶質のものもあり，川内谷東部（中島谷）から *Schubertella* cf. *giraudi*, 末満谷から *Fusulina*? sp., *Schwagerina*? sp., *Pseudofusulina granum-avenae*, *Parafusulina*? sp., 堅内から *Schwagerina* sp. が報告されている（小林，1950）．これらの化石によって中下部二畳系を主体としたものと思われる．変成度からみると上吉原または代次両部層に似るので，一部に上部石炭系を含むかも知れない．

本亜帯はいわゆる小富士衝上帯（小林，1950）である．南側は本郷または大平山両亜帯，北は長畑亜帯と接する．

長畑部層　長畑亜帯は伊野亜帯の北側，勝賀瀬亜帯の南側にあって，本亜帯の南限は小林（1931b, 1950ほか）の黒岩衝上で画される．

石灰岩から化石を産し，西部の浅尾から *Pseudoschwagerina* (*Pseudoschwagerina*) *muongthensis*, その南から *Quasifusulina* sp. が見出された．この付近では小林（1950）によると，横畠から *Triticites*? sp., *Schwagerina* sp., 浅尾から *Fusulinella*? sp., *Triticites simplex*, *T.* sp., *Schwagerina*? sp., *Pseudoschwagerina* sp. が報告されている．この石灰岩の東方に当る長畑付近では小林（1950）によると，大堂から *Staffella* cf. *depressa*, *S. moelleri*, *S.* sp., *Schubertella*? sp., *Fusiella*? sp., *Profusulinella*? sp., *Schwagerina tschernyschewi*, *Pseudofusulina*? sp., *Parafusulina japonica* など，鴨地北方から *Schwagerina tschernyschewi*, 小浜から *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina* sp. が報告されている．さらにその東北東の水田南部から筆者は *Pseudofusulina* sp. を得たが，甲藤・川沢（1958）による北成山の *Schwagerina gümbeli*, *S. japonica*, *Pseudofusulina ambigua* を含む石灰岩はこれとほぼ同層準に当ると思われる．長畑部層は下－中部二畳系を主体とする．

大平山部層　大平山亜帯の北側には本郷または伊野両亜帯がある．本亜帯の南限は小林（1931 b, 1950）および蔵田（1940－41）の神原谷衝上である．南縁にそって石灰岩が豊富で，石灰岩には化石を多く含む．南方域外の佐川町紫園から *Neoschwagerina douvillei*, 大平山から *N. craticulifera*, 神原谷から *Yabeina* sp. および *Verbeekina verbeeki*, 域内に入って日高村猿田から *Eoverbeekina* sp., 石田から *Neoschwagerina craticulifera* (?) が得られた．小林（1950）によると大平山から *N. douvillei*, 猫岳（神原谷の東側）から *N. simplex*, 猿田から，*Eoverbeekina*? sp., *Neoschwagerina simplex*, *N. margaritae*, 石田から *N.* sp. などが報告された．本亜帯の北縁部では，域外西方古畑北部の転石から筆者は *Schubertella minute*, *Staffella* sp., *Pseudofusulina vulgaris* (?) を得た．また，青去南方（小池）から *Pseudofusulina* cf. *krotowi*, *P.* sp., *Triticites*? sp. が産出した．小林（1950）によると，長竹東部の石灰岩レンズから *Neoschwagerina* sp. など，青去南方から *Schwagerina* sp. を報告している．青去南方の石灰岩は蔵法院のものとともに角礫質で，本郷亜帯の南縁にそって見出され，北側の本郷部層が南側の大平山部層に衝上した時の断層角礫である可能性がある．なお，南側の本部層の主部は中部

二畳系の *Neoschwagerina* 帯に属するが，北域のものには下-中部二畳系の *Pseudofusulina* 帯が含まれる．ことによると，両化石帯の間には衝上断層があるかも知れないが，ここでは大平山部層は下-中部二畳系とみなす．

虚空蔵部層　本部層を構成する虚空蔵亜帯は大平山亜帯の南側にあって，南限は仏像線で四万十帯と接する．

本部層の南限にも比較的に顕著な石灰岩があり，時には薄い輝緑凝灰岩を伴う．本部層には薄い輝緑凝灰岩が挟まれ，またチャートにも輝緑凝灰質物質を混在して不純の部分があり，南東部の西分峠付近などでは風化が進んでいる．

虚空蔵部層の石灰岩には化石はまれであるが，域外南西方川内南部から *Neoschwagerina* sp.（橋本，1967），土佐市神谷から *Schwagerina*? sp. など（鈴木，1931；小林1950），八田から *Tetrataxis* sp.（鈴木，1933）が報告され，域外東方物部川流域では *Parafusulina*? sp., *Neoschwagerina douvillei*, *N. margaritae*, *Yabeina katoi* など（小林，1950）が産出している．本亜帯はじゅうらい三宝山帯とよばれ，ジュラまたは三畳系から二畳系まで一連の地層群とみなされた．ここでは砂岩粘板岩（または頁岩）層を斗賀野層として除いた．本部層は中部二畳系を主体とする．

b.　上部石炭-中部二畳系楠神層

本地域で輝緑凝灰岩を主体とする地層ならびにそれが変成された千枚岩や緑色片岩を一括して楠神層とよぶ．

本層は鎌井田層・越知層群・横倉山層群および横倉複合岩類によって衝上され，また波川層や中生界に衝上する．衝上（断層）面は鎌井田層の衝上断層と同様に波[5]うっている．一般に本層の下限の衝上断層による擾乱は，鎌井田層の衝上による擾乱より程度が低い．

本層は鎌井田層によって覆われるので，山岳地帯の峡谷部や山腹の窪地などに断片的に現れるので，その分布は正確に把握ができなかった．

輝緑凝灰岩は一般に暗青色，まれに赤褐色を呈し，中粒ないし細粒のものが多い．海底に噴出した塩基性凝灰岩を主体とし，部分的には凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・同質粘板岩を伴い，また石灰岩レンズをはさみ，まれにチャートの薄層がある．一般に砂岩は帯青灰色で細粒のものが多く，青灰色ないし暗青色粘板岩と互層する．このようなところでは層理が明瞭であるが，輝緑凝灰岩では層理は認め難い．しかし，弱変成部が多く，片状構造は一般に明瞭である．石灰岩は一般に小レンズで，灰白色ないし暗灰色を呈し，まれに化石が埋蔵される．

楠神層にも帯状配列が不顕著ではあるが認められ，南から宮ノ谷・神谷・小野・柏原・狩山・樫ケ峠・思地および南越の8亜帯に分けられる．

南越部層　本部層は三波川南縁部に広く分布する楠神相当層の変成相である緑色片岩を一括したものである．本部層の下限の衝上面は南側の各部層の衝上断層と同様に波うっているが，その起状は南側の各部層のものより程度が大きい．したがって急峻な山地における正確な分布は把握できないが，その概要はかなり明瞭にされた．

本部層は緑泥石片岩を主体とし，部分的に砂岩・粘板岩の互層が結晶片岩化している．薄い石灰岩をはさむ．南越を中心として東西にのびるものと，その北側にこれと並走するものなどがあるが，ここでは一括されている．本部層は砂岩粘板岩の互層部などで地層が逆転することが観察できる．本部層からは化石が見出されないので，地質時代は不明であるが，上位の鎌井田層（小式台部層）が石炭系（？）を主体とすると思われるので，おそらく，中-下部二畳系ないし上部石炭系に属するであろう．

思地部層　本亜帯はいわゆる御荷鉾構造線にそって分布する楠神相当層である．御荷鉾線とよばれるところには西津賀才断層があって，思地部層を両断し，この断層にそって石英斑岩の岩脈が貫入している．第3図にこの断層を示す．

本部層は緑色片岩または緑色千枚岩からなり，清田付近では2層の比較的に連続性のある薄い石灰岩をはさみ，思地付近では凝灰質砂岩と同質粘板岩の互層が見出される．この部分では級化層理からみて地層が逆転している．

宮ノ谷部層　本部層は横倉複合岩類などの周辺に見出され，一般に変成されて千枚岩質輝緑凝灰岩ないし緑色片岩からなる．緑色千枚岩が最も多いが，域外西方の楠神などには藍閃石片岩も見出される．薄い石灰岩をはさむ．宮ノ谷では比較的に連続性にとむ2層の石灰岩がある．楠瀬では3枚の石灰岩が認められる．石灰岩は灰白ないし灰色で，縞状を呈することがある．本部層から化石は発見されていない．

柏原部層　本亜帯は仁淀川中流の大堂・小浜および柏原付近に分布し，東は宮ノ原・小野両亜帯，北は狩山亜帯で囲まれる．石灰岩レンズから化石を産し，柏原から *Fusulina* sp., その南方（二本松）から *F.* sp., *Triticites*? sp.（以上，石井・市川ほか，1957；甲藤・川沢，1958），大堂および小浜から *Fusulina* sp.（石井・市川ほか，1957）が見出されている．本部層は上部石炭系に属し，小野・狩山両部層に衝上する．

5)　衝上断層面は平面的なものでなく，波面をしている（地質断面図参照）．

C: 石英片岩，衝上断層 T の付近には破砕帯 B（厚さ約 1m）があり，層理は不明．
A: 泥質片岩，T および断層 F で擾乱されるが，左側（北側）に走向 N70°E・傾斜 65°N の片理が認められる．
q: 石英斑岩の岩脈，厚さ 2–2.5 m，右端の境は N80°E・55°N で泥質片岩の片理と並行する．その右（南）側には厚さ数 m の岩脈が多数に貫入する．多くの場合に片理面に貫入する．
T: A に C が衝上した断層，断層の近くは A および C が圧砕され，断層面の走向および傾斜は不明．
F: 西津賀才断層，とり面は N85°E・65°N
B: 断層破砕帯，厚さ約 1.3m．石英斑岩の角礫を含む．

第3図　西津賀才断層（吾北村西津賀才東部の道路北側）
Nishitsugasai Fault in Nishitsugasai, Gohoku-mura.

樫ケ峠部層　思地部層が上八川川にそって分布するのに対して，本部層はその南側の山嶺部にみられる．北部では緑色千枚岩からなり，南に向かって変成度を減じて千枚岩質輝緑凝灰岩を主体とするにいたる．南側の狩山亜帯に漸移する．

狩山部層　樫ケ峠亜帯の南側の狩山亜帯は本地域で，楠神層のうち最も分布が広い．鏡川流域では多くの蛇紋岩岩脈によって切断されており，本亜帯中には多くの鱗片構造が認められる．石灰岩から化石を産し，三淵谷北部から *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp.（甲藤・川沢，1958），親川内から *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp., *Hayasakaina* sp.，橋床から *Pseudofusulina*? sp.（以上，橋本，1967）が知られている．筆者は橋床から *Schubertella* cf. *pusilla* を得た．本部層は下-中部二畳系に属する．

小野部層　小野亜帯は狩山・柏原両亜帯のほか，南側の神谷および宮ノ谷両亜帯に囲まれる．

石灰岩から化石を産し，伊野町水田東部から *Schubertella* cf. *pusilla*, *Triticites*? sp.，西部から *T.* cf. *tantula*, *Pseudofusulina* sp. が得られた．甲藤・川沢（1958）は *Pseudofusulina ambigua*, *P.* sp. を産出する岩体と *Triticites* sp. aff., *T. yayamadakensis* を多産する岩体とを識別した．また，橋本（1967）は *Triticites* sp. および *Pseudoschwagerina* sp. の存在を報告した．

西方の石見付近では西ノ谷の奥から *Pseudofusulina* sp.，フナガ谷から *P.* sp.，ミコ谷からも *P.* sp. が識別された．甲藤・川沢（1958）は西ノ谷入口付近から *Nankinella* sp., *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp.，その奥から *P.* sp. を報告した．橋本(1957)によるとフナガ谷の南部から *P.* ? sp.，その北から *Schwagerina* sp. などを得た．石見と水田との中間に当たる川口（勝賀瀬南部）から筆者は *Pseudofusulina*? sp. または *Schwagerina*? sp. の破片を得た．ここから小林（1950）は *Schwagerina*? sp. および *Parafusulina* sp. を識別している．甲藤・須鎗ほか（1960－61）は，ここからはるか東北東の鏡川西岸の針ノ原から *Triticites* sp. および *Pseudofusulina* sp. を識別した．これらによって，本部層は下－中部二畳系を主体とし，一部に上部石炭系を含むであろう．

神谷部層　宮ノ谷亜帯の北側，小野亜帯の南側に神谷亜帯が分布する．本部層は宮ノ谷亜帯の東方延長方向にあるが，仁淀川を境として，東側の神谷部層は変成度が劣り，西側の宮ノ谷亜帯の片理の方向は E-Wまたは ENE-WSW が優勢であるのに対して，本部層の片理は北半部で E-W を示すが，南半部では NW-SE のものが優勢であって，仁淀川を境として両側では地質構造に差

異が認められる．小林（1950）によれば神谷（ジャガナイ）[6]から *Pseudoschwagerina* aff. *uddeni* が産したといわれる．

楠神層の地質時代は判明している限りでは下-中部二畳系ないし上部石炭系である．域外西方松尾付近から *Neoschwagerina margaritae* および *Yabeina katoi* が知られる（野田，1955; 橋本，1967）ので，全体としてみると，鎌井田層とほぼ同一層準か，ことによると鎌井田層が楠神層よりも一部で古い地層を含むであろう．

c. 二畳系土佐山層

楠神層の狩山亜帯分布地域内にほぼ東西に石灰岩を主体とした土佐山層がのびている．

土佐山層は石灰岩を主体として輝緑凝灰岩を伴う．石灰岩は灰色ないし灰黒色を呈し均質である．輝緑凝灰岩は久万川南部で千枚岩質となっており，狩山部層のものとは明瞭に区別できる．また石灰岩中に薄層として挟在される．このものは一部で，赤褐色を呈し，珪質であり，他は黒灰色で凝灰質粘板岩ないし泥質凝灰岩である．北東部の下弘瀬および柿ノ又では狩山部層に土佐山層が衝上している．

柿ノ又でサンゴが採取されたにすぎないが東方延長部の域外で，多くの化石が報告されている（甲藤・須鎗ほか，1960－61; Toriyama, 1947; 橋本，1967）．甲藤・須鎗ほか（1960－61）は *Pseudoschwagerina*- *Parafusulina* Zone の亀山累層と *Neoschwagerina*(- *Yabeina*) Zone の土佐山累層とに区分した．

土佐山層は域外東方の土佐山累層の標式地に連なるが，本層の衝上地塊はまた亀山累層とも一連と思われる．したがって，全体としては下部-中部二畳系に属し，楠神層の主部と同時異相の地層である．

2） 大田相の古生界－中部－上部二畳系波川層

本層は砂岩および粘板岩を主体とし，薄い礫岩および石灰岩をはさむ．

砂岩は一般に灰色ないし帯緑暗灰色を呈し，堅硬で，いわゆるグレイワッケ質である．一般に中粒ないし細粒であるが，時に粗粒のものもある．しばしば粘板岩の同時礫を含む偽礫岩がある．偽礫は角礫ないし角粒で，時には亜角礫のものもある．偽礫の大きさは一般に直径が1 cm 以下である．また，砂岩にはまれに灰白色ないし淡青灰色を呈し，石英粒にとむ部分もある．粘板岩は一般に灰色ないし灰黒色，あるいは黒色を呈し，緻密で，しばしば砂質粘板岩もある．

礫岩は連続性に乏しく，厚さは一般に数m以下で，花崗岩類・粘板岩・チャートおよび砂岩等の礫を含み，まれに石灰岩礫もある．また横倉山層群に似た緑色凝灰岩礫も見出される．この緑色岩は直径が 0.5 cm 以下の角礫ないし亜角礫であるが，花崗岩礫やチャート礫は一般に円礫ないし亜円礫で，人頭大に達するものもある．

波川層は中生界に衝上し，他の古生界や横倉複合岩類によって衝上される．本層は南域ではかなり広く露出するが，北域では鎌井田および楠神両層によって覆われるので，露出はかなり断片的である．

本層は部分的には不正確なところもあるが，主として地質構造および変成度の違いによって，南から南込山・桂・東浦・槇・大利・内野および吾北の7亜帯に分けられる．

吾北部層　吾北亜帯はいわゆる三波川帯における波川相当層の砂質片岩および泥質片岩からなる地層である．三波川帯南縁部には楠神層の思地部層と南越部層との間と南越部層の北側に波川相当層は2列になっているが，ここでは吾北部層として一括された．本部層には所々に石灰岩が挟有される．

東浦部層　吾北部層が北域に分布するに対して，東浦部層は南域の土讃線沿線に散在し，複合岩類の周辺部に分布している．

本部層は砂岩粘板岩層が千枚岩となったもので，薄い石灰岩を含む．部分的には結晶片岩化したところや，変成度が低くて千枚岩質のところもある．

本部層は横倉複合岩類・横倉山層群・越知層群・伊野部層および宮ノ谷部層によって衝上され，非変成波川層や中生界に衝上する．枝川では複合岩類・伊野部層・宮ノ谷部層および本部層の各衝上地塊が，1つの露頭で非変成波川層（桂部層）と重なっており（河合，1973 a），その露頭の東側では東浦部層の上に横倉山層群の衝上地塊がのっている．それら相互の衝上面には蛇紋岩が入り込んでいる．

内野部層　いわゆる御荷鉾線の南側にあって秩父帯の北限部に思地部層の南半部および代次部層とともに分布する．本部層は部分的には千枚岩となり，またところによっては千枚岩質となっている．南側の大利部層の北部から変成度が漸次に高くなっている．

内野の石灰岩小レンズから *Neoschwagerina* sp.（または *Yabeina* sp.）が報告されている（橋本，1967）．本部層は中部二畳系に属する．本亜帯には構造的に3ないし4の鱗片構造がつくられる．

槇部層　本部層は北に大利部層，南に東浦部層によって挟まれる．南部では部分的には千枚岩質化した部分もあり，東浦部層の漸移層と思われる．

大利部層　槇部層の北側・内野部層の南側に分布す

6）産地不明．

る．鏡川流域の大利付近では多くの小衝上によって鱗片構造がつくられる．蛇紋岩が樹枝状に分岐しており，その岩脈を追跡することによって幾つかの鱗片構造が確認された．域内では川口（鏡村）の石灰岩からサンゴが見出された（橋本，1967）が，他の化石は未発見である．しかし，域外西方の吾川村大渡には休場型礫岩があって，そのうちの石灰岩小岩体や基質から *Neoschwagerina margaritae* や *Yabeina katoi* が報告されるので，中部二畳系を含むことは明らかである（橋本，1967）．

南込山部層　波川層のうちでは最も南側に配列している．域外南西方の斗賀野帯の鳥巣層群とその基盤の七良谷層群との南側にあって，かつては先ジュラ系西山層（蔵田，1940－41）とされたものを含む．化石は未発見である．

桂部層　南西部から東北東にのびて南込山部層の北側に分布する．域外南西部の桂の砂岩から *Actinodontophora katsuraensis* その他の貝化石が産出した（Ichikawa, 1951），小林（1931 b）が長竹南方（黒滝）から *Waagenophyllum indicum* の産出を報じたが，おそらく本層中の石灰岩から得られたものと思われる．

市瀬のいわゆる山姥（やまんば）石灰岩からは多くの腕足貝を産し（小林，1950; Yabe and Sugiyama, 1933; 野中，1946），かつて上部三畳系と見做されたことがある（小林，1931 a）．小林（1935 a）は *Parafusulina* sp. の発見によって中部または下部二畳系と訂正した．下山の北西の馬ノ原には礫岩があり，山下（1958 a）は *Yabeina yasubaensis*, *Lepidolina*? sp., *Waagenophyllum indicum* その他を識別した．多分小林（1950）の *Neoschwagerina* sp. を産した礫岩はこれであろう．下山の三畳系にのった小クリッペ中の石灰岩は耳切（みみきり）石灰岩ともよばれ，*Waagenophyllum indicum* が得られた．*Waagenophyllum* その他は古くから知られている（小林，1931 b, 1931 c; Yabe and Sugiyama, 1934; 今村，1966）．井ノ峰には石灰岩礫岩があって Toriyama (1945) によって *Fusulinella* や *Ozawainella* などが見出されたが，化石の時代がそのまま石灰岩の地質時代を示すとはいえない．かつて下山には三畳系のものとされた礫岩がある（蔵田，1941 c）が，横倉複合岩類からと思われる花崗岩の円礫があって，人頭大のものが見出される．荷稲にも同様の礫岩があり，ここでは厚さが数mで連続性に乏しく，結晶質石灰岩・石英斑岩・花崗岩・チャート・砂岩・緑色凝灰岩・輝緑凝灰岩・玢岩（？）などの円礫を含み，人頭大の大きさに達するものが含まれ，石英砂によって充填されている．

これらの石灰岩から産する化石は域外東方の土佐山田町新改の休場礫岩層[7]のものに似る．また本部層中の礫岩もいわゆる休場型である．したがって本部層は上部二畳系を主体としたものであろう．

2.3 時代未詳の岩類

本域における時代未詳の地質系統には蛇紋岩および斗賀野層がある．

2.3.1 蛇 紋 岩

岩石は黄緑色ないし暗青灰色を呈し，多くの場合に鱗片状に剝離し，特有の樹脂光沢を有する．横倉山複合岩類や古生界などの異なる地質系統相互の間の衝上面や古生界などのうちの小衝上などに貫入する．

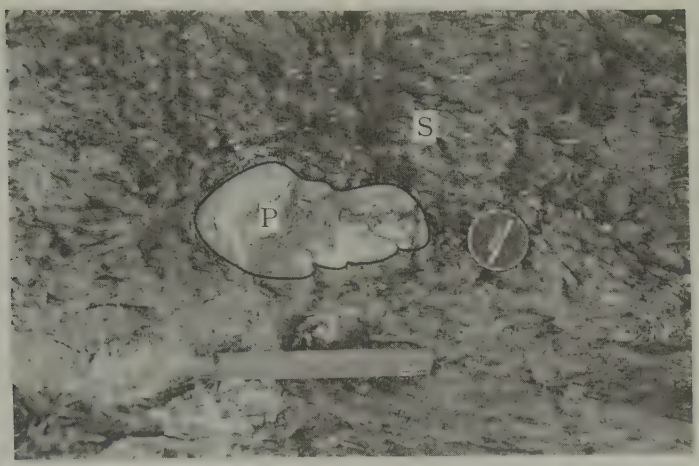
主な岩脈は(1)柴巻—中平，(2)蓮台—領家，(3)小野，(4)大花にみられる．(1)と(2)とは東方域外にのびるが，柴巻のすぐ東側の円行寺で連絡しており，そこでの分布はかなり広い．Yehara (1927) は蛇紋岩が中生界などに貫入して重要な意味のあることを指摘している．

(1)の岩脈の特徴は波川層に鱗片構造をつくる小衝上面は貫入し，これらが複雑に組合わさって樹枝状に分岐することである．時には他の衝上面に貫入したものと合わさり，あるいは楠神および波川両層を切る断層面にも貫入している．(2)のものは主として楠神層の下位で，一部に横倉山層群などの衝上面にそったものが連続する．(3)の岩脈は楠神および波川の衝上面にそったものが連なって，鎌井田層の下位に伏在し，(2)の岩脈と連続している．(4)は見かけ上他のものと分離しているが，蛇紋岩は複合岩類・横倉山層群・楠神層・波川層の下位の衝上面に貫入したものがつながり，構造上川内谷層群の上にのっている．

このほか枝川付近では多くの小鱗片の周囲をふち取り，相互に連絡することが確認され，鎌井田層の衝上面に貫入すること（枝川付近）や鎌井田層の衝上地塊の下位に伏在（呰内），越知層群や複合岩類中の衝上面に貫入することもある．諸所に単独で分布する小岩脈は見かけは他の主要なものから分離するが，本質的には同じ活動に属するとみられる．蔵田（1940－41，p. 514）によると域外南西方で仏像線にも蛇紋岩が貫入している．

蛇紋岩の厚い岩脈には長さ10数m・厚さ数mの岩脈規模のものから直径が数 cm またはそれよりも小さい角礫規模にわたる，種々の大きさの橄欖岩（Dunite-Peridotite）が含まれる．橄欖岩は堅硬で，明瞭に蛇紋岩と境され，比較的に新鮮さを保つ．その小塊（直径数 cm-数mm）は蛇紋岩内にみられる2次的なすべり面（？）に並行して配列（上里南部）したり，薄い蛇紋岩の岩脈中

7) 平田（1940）の命名による．Toriyama (1942) によって古生物学的研究がなされ，のち勘米良（1953）によって上部二畳系とされた．



P: 橄欖岩の小塊，円礫状を呈する．他に長径 8 cm，短径 3 cm の亜円礫状小塊がある．
S: 蛇紋岩，薄片状ないし薄い鱗片状にこわされる．

第 4 図　蛇紋岩の岩脈中に含まれる橄欖岩の小塊（ケタ西方約 1 km）

Xenolith-like small Peridotite in the serpentine dyke at Keta, Kagami-mura.

に円礫状となって見出されることもある．第 4 図に鏡村ケタの橄欖岩の小塊を示す．

2.3.2 斗賀野層

蔵田（1940－41）は佐川町南部の域外で，仏像線の北側の古生界を蟠蛇ケ森相，その北側の地層を斗賀野統とよび，南から斗賀野・西山および七良谷の 3 層に区分した．さらにこれらを一括して三宝山層群とした．

蟠蛇ケ森相の古生界はチャートの優勢な部分で，斗賀野層は砂岩·泥岩-頁岩とチャートとが混在する部分である．

ここでは蟠蛇ケ森相と斗賀野統などのチャートおよび石灰岩を鎌井田層（虚空蔵山部層），西山層の砂岩粘板岩互層を波川層（南込山部層）とし，蟠蛇ケ森相および斗賀野統の砂岩と泥岩-頁岩の互層を斗賀野層として区分した．

本層は砂岩と頁岩または泥岩とからなる．砂岩は一般に青灰色または灰白色を呈し，粗粒ないし中粒であるが，時には細粒のものもある．石英粒にとみ，部分的にはアーコーズ質となり，また，まれに礫質部もある．頁岩は泥岩質で，灰色ないし暗灰色を呈し，時には黒色のものもあり，一般に軟弱で風化し易く，風化すると黄褐色を呈する．砂質頁岩ないしシルト岩もある．

本層は化石に乏しく地質時代は明瞭でない．かつて蔵田（1940－41）は域外の斗賀野南方（山瀬峠）から植物化石の破片と斗賀野南方（可良谷）の礫岩の石灰岩礫から *Neoschwagerina*（または *Yabeina*）の産出を報じた．この礫岩は南込山部層に属するのかも知れない．鈴木（1931）は域外南方の斗賀野トンネルから *Tosapecten* の産出したことをのべたが，出所は疑われている．しかし，域外東方の三宝山では虚空蔵部層に伴って三畳紀の化石を産出するので，斗賀野層は *Tosapecten* を含むものかも知れない．

2.4 中生界

本地域には秩父帯の中生界と四万十帯のものとがある．

2.4.1 秩父帯の中生界

秩父帯の中生界は概観してほぼ東西にのび，南北方向に地層の繰返しがある．3 つの主要向斜とその間に 2 つの主要背斜があり，古生界などの衝上地塊によって覆われる部分があるが地窓や半窓から主要褶曲により繰返される中生界が現れる．

南から第 1 の向斜の中軸部に鳥巣層群があって，これは鳥巣帯（または斗賀野帯）のものとよばれ，その北側の背斜部には蔵法院層群が分布する．第 2 の向斜部は耳飛田帯（または長竹帯）とよばれる鳥巣層群の分布地域で，その北の背斜部に川内谷層群が帯状をなして現れる．第 3 の向斜部は越知盆地であって，中軸部には白亜系が分布する．その東方延長部は日高村以東で衝上地塊の下に伏在するが，横内付近にいたって再び現れる．

1）三畳系

三畳系には中部三畳系蔵法院層群と上部三畳系川内谷

層群とがある．

a　蔵法院層群

本層群は南から第1の背斜部にあって，いわゆる蔵法院帯を構成する．域外南方の岡崎から域内蔵法院・横山谷に断片的に現れ，その東は仁淀川東岸の奥名から東北東に向かって宮ノ奥南部までのびる．標式地は蔵法院の南域外約200mの地点で *Daonella kotoi*, *D. Sakawan* その他の貝化石を多産する．域内でも多数のものが見出される．横山谷から *D. densisulcata*，伊野町奥名の西から *D.* ps. など，奥名および是友から *D. densisulcata* などが知られる（小林・市川，1951；山内・平田，1936；平田，1974など）．

本層群は下限が未詳であるが，蔵法院の南側の域外約300mに国道33号線にそった ENE-WSW の背斜があり，域内に現れる部分は背斜の北翼部に当たる．背斜部付近は灰色の中ないし粗粒砂岩と灰黒色頁岩との互層からなるが，その上位に灰黒色細粒砂岩および黒色砂質頁岩ないし黒色頁岩の互層がのる．これらには多くの黒雲母片が含まれる．化石は細粒砂岩や砂質頁岩から産出する．

小林（1931 b）は横山谷から奥名まで11 km に亘って本層群が見出されないことから古生界の地窓から現れると推定し，その北限を衝上断層とした．本地域では蔵法院付近で波川層の桂部層，奥名付近では南側で桂部層・北側で東浦部層によって衝上されて，それらの地窓から断片的に露出したものである．蔵法院では部分的に鎌井田層の本郷部層によって衝上される．東部の是友付近では北限の東浦層との間に蛇紋岩の貫入がみられる．本層の厚さは詳らかでないが露出する部分でおよそ 200mである．

b　川内谷層群

本層群は南から第2の背斜部に露出する．この主要背斜は複背斜なので西部の川内谷付近では地層がさらに繰返されて2列になり，その間の向斜部には鳥巣層群が見出される．南側の第2の主要向斜部の南翼部に当たる横山と，第3の主要向斜の北翼部の妹背峠付近にも本層群がわずかの地域に現れる．東部地域の枝川付近には蔵法院層群の北側にごく小さい地域に断片的に7つの露出がある．これは南から第2の主要向斜の中軸部を占めると思われる．

川内谷層群の地質構造はきわめて錯雑し，その層序の確立は本域では困難である．小林（1951 b）の総括によると山口県下の上部三畳系の化石と本地域のものとの比較に基づいて，下から(1) *Oxytoma-Mytilus* 層，(2) *Halobia-Tosapecten* 層，(3) *Myoconcha* 層および(4) *Monotis* (*Entomonotis*) 層とし，(1)—(3)を下部川内谷亜層群，(4)を上部川内谷亜層群とよんだ．

本地域には(1)ないし(4)の層準が錯雑しながら認められる．

(1)の地層は淡青灰色の中粒ないし粗粒砂岩を主として泥岩をはさみ，礫質砂岩を伴う．小林・市川（1951）によると柏井には礫岩があって，直径10 cm に達する輝石角閃石安山岩・石英玢岩・砂岩・珪質岩等の円礫が含まれるといわれる．

(2)は砂質泥岩・細粒砂岩および砂岩にとむ泥岩との互層からなる．細粒砂岩は泥質で，黒雲母片を多く含む．植物化石も見出される．

(3)もほぼ同様の砂岩と泥岩との互層からなる．小林・市川（1951）によると，(1)－(3)には多くの貝化石が諸所に見出され，また，まれに菊石も産し，(1)から *Paratrachyceras* sp. β.，(2)から *P.* cf. *hofmanni* (Boeckh), *P.* sp. α, *Cyrtopleurites sakawanus* (Mojs.), *Proacestes* aff. *bicarinatus* Münster, *Arcestes* (s. l.) sp. が知られる．

域内で下部亜層群の化石産地は北西から女川奥峯谷・乙川谷（数カ所）・大奈路・川内谷周辺（トゴオ・赤土トンネル南口・同トンネル内・中岡・大師堂・笠屋谷・中島・中島谷・東光坊・奥畑・アミダ堂・赤ケ谷）・下山付近（路傍切割・介石山南斜面・黒曲・金井谷・鼠嚙石）・梅ノ木谷・竜石[8]・大和田（2カ所）・柏井・八代および尾立越西側で知られる．多くの場合に多数の種類を産するが，まれに植物化石も見出される（橋本，1932－33；小林・市川，1951；甲藤・須鎗ほか，1960－61；平田，1974；ほか）．

(4)の上部亜層群は下部亜層群と整合関係と思われる．帯青灰色の中粒ないし粗粒砂岩と灰色－黒色泥岩ないし砂質泥岩の互層からなり，砂岩から *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica* およびその変種を産する．化石の種類は下部亜層群に比べて少ない．判明している化石産地は北西側から女川（山内谷）・川内谷（奥畑・供養堂・テレビ塔路・赤土トンネル内・サコノシリ・桜谷・亥ノ谷・笠屋谷・山白谷・中岡神社横・中島）・下山金井谷・梅ノ木谷・末満・大和田平野（？）・森田および八代のものがある（小林，1931 b；橋本，1932－33；小林・市川，1951；甲藤・須鎗ほか，1960－61；平田，1974；ほか）．川内谷の南部（笠屋谷）には細礫礫岩がある．直径 1 cm 未満の角礫を多く含み，礫には花崗岩や緑色凝灰岩がみられる．甲藤・須鎗ほか（1960－61）によると徳島県の本亜層群にもみられ，緑色凝灰岩礫は堆積当時の火山噴出物と考えられた．筆者は岩石学的研究を実施していないが

8) Kobayashi and Ichikawa (1949 c) の岩目地（コシザカ）は竜石を指すかも知れない．

この種のものは他の中生界にも見られ，また横倉複合岩類のものとみられる花崗岩礫などとともに産するので，横倉山層群の緑色凝灰岩からもたらされたと推定する．

本層群の地質構造は複雑で，下限が未詳なので厚さの算定は困難である．小林・青地ほか（1940 a）は本層群の厚さは230mとされたが，250mをこえると考えられる．

2） ジュラ系

本地域には中部ジュラ系七良谷層群と上部ジュラ系鳥巣層群とがある．

a　七良谷層群

七良谷層群は南から第1の主要向斜の南翼部だけに見出される．南方域外の七良谷を標式地とし，本地域にはその東方延長部に当たるものが石田から南ノ谷までつづき，その東方の池ノ内および槇山にごくわずかに見出される．

本層群は鳥巣帯の鳥巣層群の南側の基盤を構成し，下限は未詳である．鳥巣層群との関係は平行不整合である．

七良谷では泥岩・泥岩とシルト岩の細互層および砂岩からなって，薄い石灰岩をはさむ．本域では下部は砂岩が優勢で，上部には上位ほど泥岩の量を増加する互層からなっており，最上部に薄い石灰岩がある．砂岩は一般に灰色ないし青灰色で，ごく細粒ないし中粒のものが多いが，下部では粗粒のものがかなり優勢で，アーコーズ質のものもある．一般に塊状を呈し，堅硬で，場所によっては暗青色であり，また石灰質の部分もある．雲母片にとみ，植物破片も見出される．泥岩は暗灰色ないし黒色を呈し，緻密で，部分的には灰白色のものもあり，また石灰質の部分もある．石灰質泥岩中には泥質または砂質の石灰岩小レンズを含む．域内では，石田で厚さ数mの黒色泥質，槇山では灰白色砂質石灰岩がある．域外の七良谷の石灰岩から Tokuyama（1957 b, 1958）は *Naradanithyris kuratai* その他の腕足貝・ウニおよびサンゴを識別した．石田の石灰岩は有機質にとみ，植物破片・腕足貝およびサンゴを含む．また部分的には鮞状で，角礫を含む部分もあり，これから直径が1 cm 以下の緑色凝灰岩礫が認められる．

本層群は虚空蔵部層および南込山部層によって衝上されている．部分的に小褶曲があって擾乱されるが，厚さは200－250mと算定される．

b　鳥巣層群

鳥巣（または斗賀野）帯および耳飛田（または長竹）帯のもののほかに最も北側の主要向斜の南翼部のものがあり，介石山帯とよばれる（蔵田，1940－41；木村，1956 a；田村，1960 a）．

鳥巣帯の鳥巣層群　鳥巣層群の標式地は域外南方にある．複向斜が形成され，南限は七良谷層群を平行不整合，北限は蔵法院のすぐ南方で蔵法院層群と傾斜不整合の関係で重なる．その延長部が域内に入って，戸梶に現れ，一旦と切れるが石田から南ノ谷，さらに池ノ内をへて槇山に達し，さらに東に向かう．

本層群は向斜構造をつくり，域内では南側の主要部だけが現れ，北翼の一部は大平山および桂両部層によって衝上されて現れない．

南翼の基底礫岩は木村（1956 a）の塚谷層とよばれたもので，チャートの礫を豊富に含み，砂岩・頁岩－粘板岩および緑色凝灰岩の礫を石英砂で充填したもので，硬く固結される．チャート礫は一般に円礫ないし亜円礫で，大きいものは直径が10 cm に達する．本地域内で厚い部分は70m，薄いところでは数mである．北翼の基底礫岩は蔵法院の南で厚さ数mのものがあり，これには人頭大の花崗岩の円礫が多数に含まれる．これらの上に砂岩泥岩の互層がのり，そのうちに石灰岩が含まれる．域外南方では最も厚い石灰岩は100mをこえ，かなりよく連続性を示し，見かけは4，5層見出される．一層の石灰岩が褶曲と断層とによってくり返して現れる．標式地の延長部では石灰岩は薄くなって戸梶では見かけ上2列になり，石田より東では認められない．

砂岩と泥岩との互層は石灰岩の付近では泥岩にとむが，石田から南ノ谷の間では砂岩が優勢となり，池ノ内から東では泥岩がやや優勢となる．

砂岩は粗粒ないし細粒で，灰白色ないし帯青灰白色を呈し，アーコーズ質ないし石英質である．一般に下部には粗粒のものが多く，時には含礫質のものもある．上部になるにつれて細粒のものが増す傾向にある．泥岩は灰色ないし黒色を呈し，しばしばシルト岩もある．石灰岩は一般に暗灰色ないし黒色を呈し，均質であるが，時に鮞状のものや泥質または有機質にとむ部分がある．たたくと韮臭を発する．域内では石灰質泥岩中に直径数m以下の団塊状の集合体からなる部分もある．石灰岩には石灰藻・有孔虫類・層孔虫類・ヒドロ虫類・サンゴ・ウニのトゲ・巻貝・二枚貝・腕足貝等を多く含む（小林，1932；1950；江口，1951 a；Eguchi，1951 b；Kimura，1951，1956b；Tokuyama，1957b，1959；Tamura，1960b，1961a，1961b；ほか）．域内では石田から中ノ谷までの間で化石は未発見だが，平田（1964，1974）によると，向山から "*Cyrena*" sp.，槇山[9]から *Burmirhynchia japonica*，

9）槇山の化石を平田（1974）は七良谷層群のものとしたが，筆者は鳥巣層群産と考える．小林・井尻（1936 a）はこの付近で礫岩を認めて，中生界の存在を指摘している．

"*Corbicula*" sp., *Pseudocidaris* sp., *Hemicidaris* sp., *Arctostrea* sp. などが報告された．筆者は向流の北西部から *Podozamites lanceolatus* を見出したが，この付近で平田（1972）も植物化石を識別している．

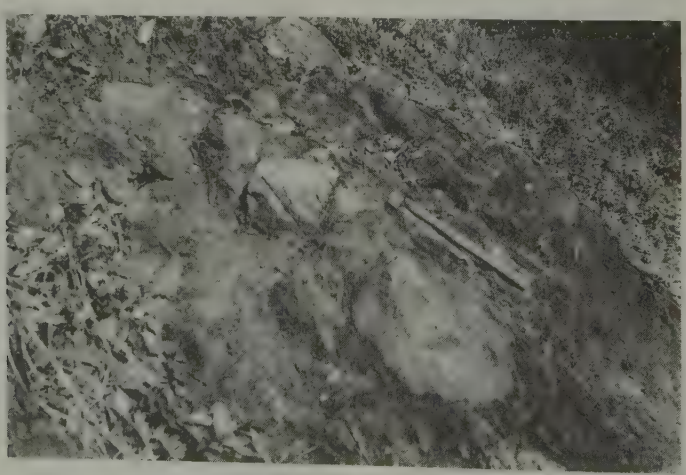
地質時代の決定に有効なものは，すぐ南側域外の谷地から *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri*, その西の鳥巣から *Perisphinctes morimotoi*, さらにその西方域外の岩井口から海百合の *Pseudosaccocoma japonica* を産し，*Aulacosphinctoides* は Kimmeridgian または Tithonian, *Pseudosaccocoma* は Tithonian を示すと考えられる（小林，1935 a, 1950; Kobayashi, 1935 b）．このほか，三角貝では *Linotrigonia toyamai*, *Nipponitrigonia sagawai* など（Kobayashi, Mori and Tamura, 1959; 平田，1974; ほか）が知られる．植物化石も幾つかが知られ，域外の谷地から Shimakura (1936) は *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) *japonicum* を報じ，Oishi (1940) の領石植物群のうち佐川町吉田屋敷（域外）の *Cladophlebis exiliformis*, *C. triangularis* は本層群のものである．

本層群は激しく擾乱され，正確な厚さの算定は難かしいが，およそ 500m である．

耳飛田帯の鳥巣層群　本帯の鳥巣層群は鹿児から荷稲東部まで連続し，東は宇井に小区域で露出し，西は虎枝（いたどりの）野の西南西（桂西部）から西方域外の桂部層中に断片的に現れる．

本地域では東部で複合岩類など，南側では桂部層や宮ノ谷部層，西側では東浦・桂・宮ノ谷および伊野の諸部層によって衝上される．全体として複向斜を形成し，北翼部では川内谷層群にのるが，不整合や基底礫岩は未発見であるのに対し，南翼部では横山において顕著な基底礫岩をもって川内谷層群（？）を不整合に覆う．この基底礫岩は竹ノ倉でほぼ東西にのびる．また，その延長部は九頭に現れる（蔵田，1940－41ほか）．竹ノ倉では下位層は現れないが基底礫岩は最もよく観察できる．これを第5図に示す．礫岩の厚さはおよそ20mである．この礫岩は花崗岩類の巨礫を多く含む．最大のものは直径が 50 cm に達し，円礫ないし亜円礫である．蔵田（1940－41, 1941 b）は竹ノ倉で礫種をくわしく調べて，石英斑岩・花崗岩アプライト・閃緑岩アプライト・文晶花崗岩・粗粒玄武岩・花崗岩質圧砕岩・珪質岩などを識別し，文晶花崗岩は領家帯初期の浅所貫入岩・圧砕岩は中央構造線に伴った圧砕岩に類似することを指摘し，それらによって鳥巣層群堆積前に領家変成岩に関係した岩石が露出していたことを推定した（蔵田，1940－41, 1941 b）．基底礫岩の上には青灰色砂岩をへて泥岩にとむ砂岩またはシルト岩との互層がのる．砂岩や泥岩は斗賀野帯のうち斗賀野付近のものと同様である．薄い石灰岩をはさむ．石灰岩は厚さが一般に数m－10数mで耳飛田付近では連続性に乏しいが，荷稲東部（ムクロジ）のものは厚さが20m内外で，かなりよく連続している．

石灰岩やその周辺部の泥岩には多数のいわゆる鳥巣型動物群を産する．耳飛田の泥岩から Callovian の *Horiconceras mitidaense*, *Sigaloceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Properisphi-*



第 5 図　耳飛田帯の鳥巣層群の基底礫岩（竹ノ倉部落の東はづれ）
Basal conglomerate of the Torinosu Group in the Mitoda Zone in Takenokura, Sakawa-machi.

大きい礫は花崗岩や閃緑岩質岩で，直径が 50–60 cm に達し，横倉山層群のものと思われる緑色凝灰岩質岩の大きいものは直径が 25 cm のものが含まれ，石灰岩（?）の抜け穴は直径が40 cm 位のものがある．円礫ないし亜円礫からなる．

ctes aff. *bernensis* を産出した（Kobayashi, 1935b; 小林, 950）．多くの東西性の小褶曲によって擾乱されるので，正確な値は不明だが，200m をこえないだろう．

介石山帯の鳥巣層群　宮ノ原から東にのびる第3の主要向斜には白亜系の諸層群が累重し，その下位には川内谷層群とそれに重なる鳥巣層群がある．この鳥巣層群の主部は介石山の南麓をほぼ東西に走るので，本帯のものは介石山帯の鳥巣層群とよばれた（蔵田，1940－41; 木村，1956 a; 田村，1960 a ほか）．宮ノ原の複向斜とその南側の耳飛田帯の鳥巣層群を構成する複向斜部との間には背斜部があって，ここに川内谷層群が露出するが，この背斜は複背斜であって，川内谷付近ではこの複背斜には2つの大背斜と1つの大向斜とがある．この大向斜の中軸部に鳥巣層群が見出される．

ここでは便宜上，介石山南麓部・乙川谷上流および大奈路（佐川町）のものをそれぞれ介石山亜帯・乙川亜帯および大奈路亜帯とよんで区別する．

介石山亜帯の鳥巣層群は他の2亜帯のものと同様に泥岩にとむ砂岩との互層からなってシルト岩や薄い石灰岩をはさむ．これらは鳥巣帯のものと同様である．

介石山亜帯の鳥巣層群は川内谷層群を不整合に覆う．かつて鳥巣層群と川内谷層群との間には東西に断層が走ると考えられた（小林，1932; 蔵田，1940－41; 木村，1956; 田村，1960）．

馬ノ原東部（有木）では川内谷層群を厚さ2－3mの基底礫岩をもって平行不整合に覆う．他の地域では含礫砂岩ないし粗粒砂岩が川内谷層群を覆い，顕著な基底礫岩は存在しない．石灰岩は厚さが一般に数mの小岩体で，石灰岩やその近傍の泥岩には鳥巣型動物群を多数に含む．石灰岩には有機質にとみ，黒色のものがあり，部分的には角礫質で，それには直径が1－2cmの緑色凝灰岩の角礫ないし亜角礫が見出される．加茂から *Aulacosphinctoides* aff. *steigeri* が得られている（甲藤・須鎗ほか，1960－61）．筆者も加茂駅の北から *Aulacosphinctoides* cf. *steigeri* および *Inoceramus*? sp. を採取した．本層群の厚さは介石山の南で薄くておよそ100m，東方の平野でおよそ150mである．

介石山亜帯の西の延長部は北西－南東の3つの断層で転位され，大奈路・女川南部および中山に現われる．これらは南側の乙川亜帯のものとともに介石山亜帯のものとほとんど変わらないが，比較的に顕著な基底礫岩をもって川内谷層群を不整合に覆う．基底礫岩は厚さが数m－10数mで，花崗岩類の人頭大の円礫ないし亜円礫を含み，竹ノ倉の基底礫岩に似る．大奈路付近のものは飯ケ森，女川南部のものは奥ノ峰谷などのものとして古くから知られている（小林，1932，ほか）．中山南部のものは厚さが数mで，礫の大きさは拳大以下が普通である．

大奈路亜帯の南側では市ノ瀬西部・乙川谷上流および奥畑に露出するものが乙川亜帯に属する．基底礫岩は厚さ数m以下で，部分的に花崗岩礫の直径10 cm 内外の円礫が多く含まれる．本亜帯には小向斜が形成される．市ノ瀬西方に2，奥畑には1個の石灰岩の小レンズが認められる．このうち，奥畑の石灰岩は有機質的にとむ泥質石灰岩である．

3）白　亜　系

白亜系は越知盆地に複向斜を形成するものと，高知盆地の北縁にそって向斜構造の北翼を構成するものとがあり，あとのものは城内の東端部の尾立付近にわずかに見出される．

a　領石層群

本層群は白亜系の最下部を占め，越知盆地を構成する第3の主要向斜の北翼部の宮地付近と，南翼部を構成するものとがある．他に高知盆地の北翼の一部が尾立付近に分布する．介石山および大奈路では鳥巣層群を不整合に覆う．介石山のものは鳥巣層群に平行不整合でのっている．宮地の本層群は古生界，尾立のものは古生界と横倉複合岩類によって衝上されていて，下限は不明である．

本層群は白色を呈するアーコーズ質または石英質の砂岩にとみ，いわゆる領石植物群を多産することが特徴である．木村達明（1973）によると，じゅうらいの研究を併せて30属53種1亜種の植物化石が識別された．

越知盆地　介石山の南麓にそってほぼ東西にのびる領石層群は鳥巣層群の上に平行不整合でのり，半鹹半淡棲介化石を含む．いわゆる領石層群のうちでは岩相がやや特異であり，蔵田（1940－41）は鳥巣層群に整合すると考えた．城外南方の斗賀野帯の鳥巣層群に伴って白亜系山ノ神層があるが，蔵田（1940－41）は山ノ神層を領石相当層の海成層とみなし，鳥巣層群は漸移層をへて領石層群と整合するという見解にたった．

介石山層の下部には厚さ10数mの粗粒砂岩があり，場所によっては最下部に連続性の乏しい厚さ数m未満の礫岩がある．礫岩は含礫砂岩をへて粗粒砂岩に漸移する．粗粒砂岩は上部では中ないし細粒砂岩をはさみ，その上位に砂岩泥岩互層がのる．介石山層の上部では泥岩が豊富になっている．

砂岩は白色ないし帯青灰白色を呈し，石英質ないしアーコーズ質である．一般に中ないし粗粒のものが多く，細粒のものは少ない．しばしば偽層が認められ，部分的

には含礫質のものをはさむ．礫岩や含礫砂岩の礫は砂岩・チャート・頁岩などのほかにシルル系のものとみられる緑色凝灰岩が含まれ，一般に鶏卵大より小さく，亜角礫ないし亜円礫である．礫岩や含礫砂岩は余り淘汰がよくない．

泥岩と互層する砂岩は厚さが数m未満のものが多く，一般に中ないし細粒で，石英質またはアーコーズ質のものが多い．

泥岩は灰色ないし暗灰色または黒色を呈し，緻密である．しばしばシルト岩も認められる．

筆者は下部の砂岩から宇治谷入口で *Ostrea* sp., *Gervillia* sp., *Corbicula* sp. 等を見出した．平田（1974）はここから *Leptosolen*? sp., *Exogyra* sp. を得た．甲藤・須鎗ほか（1960－61）が報じた *Astarte*? sp. (aff. *A. sakawana*), *Ostrea* sp., *Gervillaria* sp., *Corbicula* sp., *Cucullaea*? sp. の産出は，この砂岩と思われる．

介石山の砂岩および泥岩には化石を多産する．平田（1974）は *Exogyra* sp., *Avicula* sp., *Nuculana* sp., *Isocardia* sp., *Melania* sp., *Opis* sp., *Purpuroidea* sp., *Nerinea* sp., *Costocyrena* sp., *Natica* sp. を識別した．甲藤・須鎗ほか（1960－61）は *Polymesoda* cf. *shiroiensis*, *Gervillaria haradai*, *Natica sanchuensis*, *Asterte* sp. の産出を報じ，小林（1932, 1950）および福地（1941）も同様のものを識別している．また Yokoyama (1891) はここから *Cladophlebis exilliformis* ほかの植物化石を採取し，Oishi (1940) は5属10種の植物化石を識別している．

いわゆる介石山の本層群は半鹹半淡棲介化石を含むが，北西の宮地からは貝化石は未発見で，植物化石の破片が見出される．

小林（1932, 1950）および福地（1941）は介石山の東方の石切場から *Nipponitrigonia*, *Pterotrigonia* などを，さらに東方の黒瀬から *Purpuroidea* の産出を報じたが，これは下部および上部物部川層群産と思われる．それ故に介石山層は海成層とはいえない．これに関連して域外南方斗賀野盆地のいわゆる**山ノ神層**は *Nipponitrigonia kikuchiana*, *N. naumanni*, *Rutitrigonia yeharai*, *Pterotrigonia pocilliformis yamanokamiensis* 等を産し，介石山層の同時異相の海成領石層群と見做されていた（小林，1932，1950；Kobayashi and Nakano, 1957, 1958; Kobayashi, Mori and Tamura, 1959; 蔵田，1940－41；甲藤・須鎗ほか，1960－61；ほか）．これらの化石は物部川動物群に属し，領石動物群とは異質なことを Hayami (1966) は指摘した．介石山層から下部物部川層群が除外されたことからみて，山ノ神層は下部または上部物部川層群で，領石層群から除外されるべきと思われる．

介石山の南側では本層群の厚さはおよそ120mである．

高知市西部　尾立の東部には向斜の北側に領石層群が見出される．北および西側は衝上断層で境される．

本層群は砂岩と泥岩との互層からなり，礫岩およびシルト岩をはさむ．これらはいずれも越知盆地のものと同様であるが，一部に赭色礫岩や赭色ないし青灰色を呈する凝灰質砂岩または同質砂質泥岩がはさまれる．赭色礫岩は玢岩質小礫を多く含み，凝灰質物質で充填される．泥岩には植物破片が見出され，平田（1971）はこれから *Cladophlebis denticulata*, *Onychiopsis* sp. を採取している．

b　下部物部川層群

本層群は領石層群の上位を占めて越知盆地および高知市西部に分布する．

越知盆地　本層群は粗粒砂岩からはじまり，砂岩と泥岩との互層からなり，シルト岩をはさむ．最下部の砂岩には基底部に連続性の乏しい厚さ数mの礫岩を伴うことがあり（弘岡付近など），含礫砂岩から粗粒砂岩に移化する．砂岩と泥岩とは領石層群のものとよく似ている．

介石山付近では，礫岩中にチャートの礫が豊富である．ところが向斜の北翼部に当たる宮地上のものには厚さが20－30mに達する顕著な基底礫岩がある．礫は花崗岩・片麻岩・チャート・砂岩・頁岩ないし粘板岩および横倉山層群のものと思われる緑色岩等を含み，大きいものは直径が20 cm に達し，一般に円礫ないし亜円礫からなる．これらの礫は花崗質砂によって充填される．介石山周辺の礫岩には花崗岩類礫が若干含まれ，緑色岩も小さいものがあり，花崗質砂で充填されている．南西部の中山北部に見られる礫岩は本層群のものであろう．加茂本村東の北方石切場のアーコーズ質粗粒砂岩にみられる葉理(cross lamination)を第6図に示した．

小林（1932）および福地（1941）が介石山の領石層群とした地層の上半部は本層群である．

小林（1932）は加茂から *Nipponitrigonia naumanni* および *Pterotrigonia pocilliformis* を，福地（1941）はこれから belemnite を見出した．甲藤・須鎗ほか（1960－61）は加茂峠南方の泥岩から *Nuculana* 2spp., *Cerithium* sp. のほかに ammonite や belemnite を採取した．域外西方の楠神および小浜から *Pterotrigonia pocilliformis*, *Nipponitrigonia naumanni*, *N. kikuchiana* が産出することは古くから知られる（福地，1941；甲藤・須鎗ほか，1960－61；平田，1966 b，1974；ほか）．

本層群の厚さは介石山付近で110mである．宮地上における本層群は領石層群とともに地層が逆転し，見かけ上では北西側に傾いている．ここでは厚さが120m と算定

第6図　下部物部川層群の下部砂岩にみられる斜葉理（佐川町加茂本村北部の石切場）

Cross-lamination in the lower arkose sandstone of the Lower Monobegawa Group in Kamo-motomura, Sakawa-machi.

される．

高知市西部　下部物部川層群は北側の鴻ノ森を構成する横倉山および越知両層群によって衝上され，北西側の領石層群とは断層関係にある．また西側でも複合岩類などによって衝上される．ここでは長柴層とよばれ（平田1971，1972），向斜構造がつくられ，上位に上部物部川層群の和田層が不整合に重なる．鴻ノ森の南側の本層群の北限には粗粒砂岩と礫岩とがあり，走向はほぼ東西で，地層が転倒されて40－85°Nに傾く．その南側では砂岩泥岩の互層があり，南の上部に向かって泥岩やシルト岩の量を増すとともに，地層は直立層をへて漸次に45°Sと傾斜を正常にもどして，その傾きも緩くなる．本層群には越知盆地のものと同様に粗粒から細粒にいたる1つの堆積輪廻が認められる．平田（1971，1974）は域外のすぐ東の和田北方から *Bakevellia* ps., *Gervillia* ps., *Costocyrena* sp., *Cucullaea* sp., *Asterte* sp. などや植物化石の産出を報じた．

c　上部物部川層群

本層群は下部物部川層群の上に重なり，越知盆地と高知市北西部に分布する．高知市北西部のものは域内に露出しない．

宮ノ原帯の南北両側に分布する本層群は下部物部川層を不整合に覆っている．基底部に顕著な礫岩をもってはじまり，下部では砂岩と泥岩とがほぼ等量の互層からなるが，上部では泥岩にとみ，シルト岩もやや多くなる．1回の堆積輪廻を示す．

泥岩は灰色ないし暗灰色，時に黒色を呈し，一般に緻密である．砂岩は基底礫岩から漸移したものが最も顕著で，厚さは10数mに達し帯青白色を呈し，粗粒ないし中粒であり，石英質である．泥岩と互層するものは中ないし細粒のものが多く，一般に数m以下の薄層で，灰白色ないし帯青白色で，石英質ないしアーコーズ質のものが多い．

基底礫岩のうち，北翼部の宮地上のものは長竹帯の鳥巣層群の南限部のものに似て，花崗岩・片麻岩・チャート・砂岩・粘板岩および緑色凝灰岩等の礫を含み，大きいものは直径が60 cm に達し，円礫ないし亜円礫で，厚さは20m内外である．瑞応南部にも同様の礫岩がある．乙川谷中流にみられる同様の礫岩は本層群のものと推定されるが，ことによると上位の黒岩層群の基底礫岩かも知れない．庄田西部および女川南部では基底礫岩は未発見である．

これに対して中野南部から黒瀬をへて清宝山にいたる間では部分的にチャートの礫が多く，砂岩・輝緑凝灰岩・石英斑岩・頁岩ないし粘板岩・緑色凝灰岩・花崗岩および片麻岩が含まれる．礫は亜円礫ないし亜角礫で，大きいものはまれに人頭大に達する．この基底礫岩は前にのべた花崗岩や片麻岩礫にとむ礫岩と移化し，見かけは岩質がかなり相違するが，礫種には大差がない．中野南部など薄い部分は10数mにすぎないが，その延長の清宝山の山頂から南斜面にかけて，厚い礫岩がある．チャートの大礫を含んで，花崗岩などの少ない部分と同様であるが，非常に厚くなって，多分 120mに達するだろう．

本層群は福地（1941）の下部物部川層群の主部に当た

る．厚さは黒瀬付近でおよそ100m，その東方では 150m と算定される．

宮地上では厚さがおよそ350ないし380mであり，この付近では地層が逆転している．

宇治谷の北から *Pterotrigonia pocilliformis, Asterte subsenecta minor, Natica* sp. や菊石を産し（福地，1941），黒瀬の東から *Purpuroidea japonica* を多産し（小林，1932；福地，1941），黒瀬西方の砂岩から *Pterotrigonia* cf. *pocilliformis, Nuculana* 2spp., *Modiolus*? sp., *Asterte* cf. *subsenecta*（甲藤・須鎗ほか，1960－61）が報告されている．

高知西部では下部物部川層群長柴層の上に薄い基底礫岩をもって上部物部川層群和田層がのる（平田，1971，1972，1974）．ここでは2回の堆積輪廻が認められる．平田（1971，1974）は下部輪廻の地層から数カ所で，*Acanthotrigonia moriana, Gervillaria haradai, C. miyakoensis' Criniceras*? sp. など，上部輪廻からも諸所に多くの介化石や菊石を見出している．そのうちには菊石の *Parahoplites* sp., *Hypophylloceras* sp., *Pseudohaploceras* sp., *Cheloniceras* sp., *Acanthoplites* sp., *Crinioceras*? sp., *Phylloceras* sp. 等が識別された（平田，1974）．

d　黒 岩 層 群

本層群は越知盆地における複向斜の両翼に分布し，中軸部に柳瀬川層群がある．南翼側では厚さ 20-50m の基底礫岩，北翼側では厚さ 40-50m の粗粒砂岩をもって上部物部川層群を不整合に覆う．この基底砂岩の西方延長の域外の今成には砂岩の下に厚さ10数mの基底礫岩がみられる．

本層群は他の白亜系の諸層群と同様に東西性の多くの褶曲によって擾乱される．北翼部の柴尾南部から黒原をへてフスボリを通る転倒向斜部が本層群の向斜の中軸である．

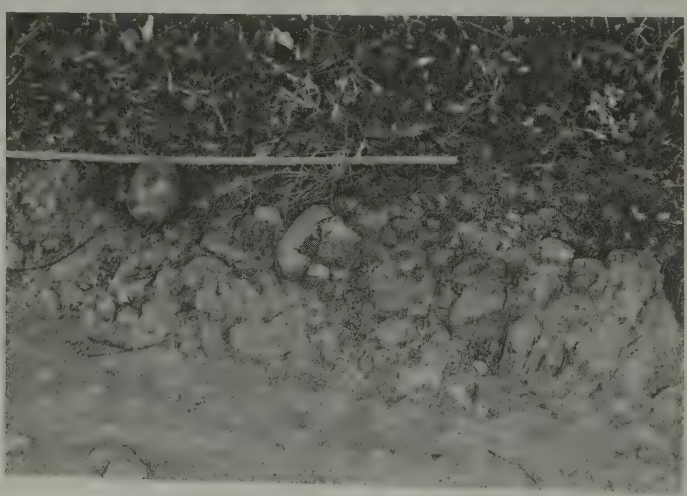
本層群は泥岩を主とし，砂岩およびシルト岩の互層をはさむ．

南翼部の基底礫岩は東はマキヤマから西にのび，暮木谷・二ツ野南部・中野・瑞応をへて庄田・楠原に達する．その西は断層で転位されて乙川谷中流にみられる．礫岩中の礫には優白質花崗岩・粗粒角閃石花崗岩・片麻状花崗岩等の円礫ないし亜円礫が含まれ，大きいものは直径が60 cm に達し，花崗質砂で充填される．この礫岩を第7図に示す．

泥岩は灰色ないし黒色を呈し，緻密であり，砂質のものは少ない．砂岩は厚さが数m以下のものが挟まれる．砂岩は一般に灰白色ないし帯青灰色を呈し，中粒ないし粗粒のものが多く，石英質ないしアーコーズ質であって，時には灰色で細粒のものも含まれる．福地（1941）が上部物部川層群としたものは本層群の南翼部と思われる．

北翼部の西ノ谷付近には厚さ数mの中粒砂岩が2ないし3層認められる．これは本層の上半部のもので，山本南部には厚さ 1 － 3 mの細礫の礫岩がある．この礫岩にはチャート・砂岩・頁岩などのクルミ大より小さい亜角礫が含まれる．

本層群の厚さは350mである．



第7図　黒岩層群の基底礫岩（黒瀬北部）

Basal conglomerate of the Kuroiwa Group in Kurose, Sakawa-machi.

礫種：優白質花崗岩・粗粒角閃石花崗岩・閃緑岩質岩石・片麻状花崗岩・チャート・輝緑凝灰岩・砂岩・粘板岩など，まれに緑色凝灰質岩の岩片もある．
礫の大きいものは直径 60 cm に達し，円礫ないし亜円礫が多い．

伊藤田から *Pterotrigonia pocilliformis*, *Ostrea* sp. 等，暮木谷から *Nipponitrigonia kikuchiana* など，山本付近から *Desmoceras* sp., *Inflaticeras* sp., *Paracalyceras* の類（以上，福地，1941），黒原から *Nipponitrigonia kikuchiana*, *Pterotrigonia hokkaidoana*, *P. pocilliformis*, *Ostrea* sp.，仏峠から *Desmoceras* (s.l.) sp.，平野北方から *Inoceramus* sp. ほか（以上，甲藤・須鎗ほか，1960－61），フスボリのいわゆる四ツ白層とされた部分から *Desmoceras* sp.（小林，1932）が報告されている．ギリヤーク統に当たる．

e　柳瀬川層群

本層群は越知盆地の主要向斜の中軸部を占めてほぼ東西にのびる．本層群は黒岩層群を不整合に覆う．かつて，宮ノ原層または宮ノ原砂岩とよばれたものである．

本層は砂岩を主体とし，泥岩およびシルト岩を伴う．砂岩は一般に帯青白色ないし帯青灰白色を呈し，中粒ないし粗粒で，アーコーズ質である．基底部には礫岩は認められないが，下部に同時礫とみられる泥岩片を含む．

本層の最下部には塊状砂岩があり，それから上位には薄い灰色泥岩または砂質泥岩をはさむ．泥岩は一般に灰色または暗灰色を呈する．一般に砂岩を主とする泥岩およびシルト岩との互層であるが最上部になると砂岩と泥岩ないしシルト岩との比率がほぼ半ばする．

宮ノ原から *Acanthotrigonia pustulosa*, *A. dilapsa*, *A. longiloba*, *Anthomya apicalis*, *Desmoceras* sp., *Mantelliceras* sp., *Calicoceras*? sp., *Sharpeiceras*? sp. その他の化石を産する（甲藤・須鎗ほか，1960－61; 福地，1941; ほか）．

平田（1974）は宮ノ原層の数カ所から *Acanthotrigonia pustuloba*, *A. longiloba*, *Apiotrigonia crassoradiata*, *A. jimboi* その他多数の貝化石を，女川からは菊石 *Bostrychoceras* sp. も採取した．

本層群は他の白亜系と同様に多数の小褶曲によって擾乱され，全体として複向斜をつくり，宮ノ原帯の中生界の複向斜の見かけの中軸部を占める．福地（1941）は向斜構造を形成すると考えたのに対して，甲藤・須鎗ほか（1960－61）は南に傾く単斜構造と見做した．

下位の黒岩層群との関係は平行不整合とみなされていたが，向斜の南翼側の黒岩層群の厚さは230mで，地質構造からみて部分的には 100m足らずのこともあるのに対して，北翼側の黒岩層群の分布は広く，また地質断面図に見られるように本層群は厚さ 350mの黒岩層群の転倒向斜の南翼部にのっている．したがって柳瀬川層群の堆積前に顕著な構造運動が存在したことが判り，両層群は顕著な不整合で接するとみられる．

本層群は黒岩層群とともにギリヤーク統に属し，上位の1つの堆積輪廻を示す．重さはおよそ150mである．

2.4.2　四万十帯の中生界-四万十累層群

仏像線の南側はいわゆる四万十帯で，四万十帯を構成するものは中生界から中新統下部までに亘る一連の地層群で，四万十（川）累層群とよばれる．本地域内では新生界を欠く．

高知県下では，四万十累層群は甲藤・須鎗ほか（1960-61）および甲藤（1969b）により下から堂ガ奈路層（宮古階）・半山（葉山）層[10]（宮古階）・須崎および野々川両層（ギリヤーク－浦河階）・中村および有岡両層（ヘトナイ階）に区分された．

域外南西方には鳥巣型の石灰岩を含む地層があって，これを含む地層は鳥巣層群の相当層とみられて安芸川層群ともよばれた（鈴木，1931，1933; 蔵田，1940－41; 小林，1950）．

四万十累層群は砂岩と泥岩との頻繁な互層からなって，時代を示す化石に乏しく，また明瞭な鍵層の少ないいわゆるフリッシュ型で，地向斜性の堆積物とみられる．地質構造は複雑で，かなり広い範囲に亘って調査しなくては充分な分帯は難かしい．

本地域では狭い範囲しか分布しないので，充分なことはのべられない．

域内では本累層群は春野累層とよばれる．

1）春野累層

本累層はいわゆる仏像線の南側に分布し，域外南西方の仏像付近から本地域の南東方に連続する．本累層の南限は仏像付近からその東方の土佐市高岡付近までに亘っており，宮古階の堂ガ奈路累層に対し，北から南に向かって衝上している．

本累層は下から弘岡互層・荒倉泥岩層および飛石砂岩層に区分される．

a　弘岡互層

本層は砂岩と泥岩とのやや頻繁な互層からなっている．南限は域外で，仏像付近から高岡町鳥ガ巣までに亘って堂ガ奈路累層に衝上し，本域では下限が未詳である．南東部の春野町十田付近では本層の厚さは 800m をこえる．

砂岩は一般に帯青灰色ないし暗灰色を呈し，中粒ないし細粒であるが，時に粗粒の部分もある．いわゆるグレイワッケ質で，単層の厚さは数m以下のものが多い．泥岩は帯暗緑灰色ないし暗灰色で，しばしば黒色のものもある．

本層は堆積構造からみると一般に正常位で，全体として地層は逆転していない．

10）甲藤・須鎗ほか（1960－61）は葉山層とよんだが，甲藤（1969b）は半山層と改称した．

b　荒倉泥岩層

弘岡互層の上に整合する泥岩を主とした地層である．部分的には細粒砂岩や砂質泥岩が含まれ，弘岡互層とともに一つの堆積輪廻を示す．泥岩は弘岡互層のものと余り変わらないが，帯暗緑灰色ないし黒色を呈し，緻密で比較的に均質である．砂岩も弘岡互層のものと似るが細粒のものが多い．堆積構造からみると局部的に擾乱されたものを除き，地層は逆転していない．本層は厚さが180ないし220mで，鍵層として仏像付近から本地域内に追跡され，春野累層における鍵層として有効である．本層の厚さは180-220mである．

c　飛石砂岩層

荒倉層の上に整合する砂岩にとむ泥岩との互層からなる．いわゆる砂岩フリッシュである．

砂岩は一般に中粒ないし粗粒で，帯青灰色ないし灰白色，時に暗灰色を呈し，塊状ないし厚層理を示し，偽層が認められる部分もあり，一般に石英質で部分的には石灰質またはアーコーズ質のところもある．しばしば泥岩の同時礫を含み，堅硬である．泥岩は荒倉層のものと似るが，シルト岩もかなり優勢である．砂岩の単層は厚さが一般に数m以下であるが，時に10数mのものもある．泥岩は数 cm ないし数10 cm のものが多いが，時には数mの厚さのものもあり，八幡付近などでは部分的に泥岩の豊富なものが挟まれるが，この部分は未だ区分されていない．第8図に三滝ケ森北東部の本層を示す．根木谷付近では本層の厚さは430mをこえる．北限は虚空蔵部層に衝上され，また斗賀野層と断層関係にあるとみられるので，上限は詳らかでない．

第8図　仏像線の南側の春野累層（飛石砂岩層）（三滝ケ森の東部）

Haruno Formation (Tobiishi Sandstone Member) on the south side of the "Butsuzo Tectonic Line" in the Mitakigamori, Haruno-machi.

白色部は砂岩，黒色部は泥岩，左方が北．仏像線の南方約 200m，地層が擾乱され，単層の厚さは変化している．

本層は春野累層の上位の堆積輪廻のはじまりとみられる．飛石層は西から仏像付近からいわゆる仏像線の南側にそって域内に達する．北限は仏像線で断たれるが，清滝および荒倉付近の仏像衝上線の地窓や半窓に露出するところでは秩父帯の斗賀野層との間に岩質上の差異は認められない．蔵田（1940－41）は域外南西方静神付近の本層は斗賀野層に類似するとのべている．したがって，本層は斗賀野層と漸移関係にあるか，または斗賀野層の一部に属する可能性がある．しかし，斗賀野層は秩父帯に属し，本層は四万十帯を構成しているので，説明の便宜上のために，仮に斗賀野層と本層との間を推定断層で分離した．域外南西方仏像および白石付近では本層群は宮古階の堂ガ奈路累層に衝上するので，先宮古階に相当するであろう．飛石の北には1つづつの向斜と背斜とがあって，全体として北に傾いている．

2）　堂ガ奈路累層

域外南西方に分布し，さきにのべたように仏像付近から高岡西部までに亘って春野累層に衝上される．

本累層は下から吾井郷（あいのごう）砂岩泥岩層・桑田山（そうだやま）泥岩層および舟床谷互層に区分される．吾井郷層は下限が未詳で，砂岩と泥岩の互層からなり，甲藤（1969）の半山層に相当し，結晶質石灰岩の小レンズを多数に含み，まれに礫岩を伴うといわれる．

桑田山泥岩層は甲藤・須鎗ほか（1960－61）および甲藤（1969）の堂ガ奈路層の主部に当たり，泥岩を主体とし，薄い泥岩をはさみ，また多くの含化石石灰岩の小岩体をはさむ．石灰岩やその周辺の石灰質泥岩から石灰藻・ヒドロ虫類・サンゴ・二枚貝等を産する（鈴木，1933；蔵田，1940－41，1941 d；甲藤・須鎗ほか，1960－61；甲藤，1969 b；平田1974）．

Hayami and Kawasawa (1967) は桑田山付近から宮古階主部 (Aptian または Albian) を示す貝化石を識別した．

Matsumoto, Kimura and Katto (1952) は吾井郷層または桑田山層の延長部と思われるところから Albian

の *Diploceras* aff. *fredericksburgense* Scott を，また Matsumoto and Hirata (1969) は前の菊石層とほぼ同層準と思われるところから *Diploceras* (*Diplasioceras*) *tosaense* Matsumoto and Hirata を識別した．

舟床谷層は桑田山層に整合し，桑田山層の北側にあってやや砂岩にとむ泥岩との互層である．最下部に厚さ数mの礫岩を伴う．本層は域外南西方の須崎市白石付近の虚空蔵部層の地窓や半窓だけに見出され，断層で古生界と接しており，上限は未詳である．礫岩には花崗岩類・石英斑岩・緑色凝灰岩・砂岩・粘板岩およびチャートなどの亜角礫ないし亜円礫を含み，礫は拳大以下で小礫が多い．礫岩は連続性に乏しく，レンズ状をする．本層から化石は未発見であるが，白石北部で泥岩の転石から *Podozamites*（？）sp. を見出した．

堂ガ奈路累層は甲藤・須鎗ほか（1960－61）および甲藤（1969 b）の堂ガ奈路層の主部と半山（葉山）層の主部とを併せたものであるが，衝上断層で分断されるので，春野累層を除いた．

堂ガ奈路累層は褶曲群と断層群とによって激しく擾乱される．しかも調査範囲が比較的に狭いので，それぞれの地層について正確な厚さは算出できなかった．甲藤（1969 b）は堂ガ奈路層が逆転するとのべたが，筆者の調査では，走向は一般に ENE-WSW で，北に傾き，全体として正常位を示す．

本累層は域外に分布するのでくわしくはのべない．

2.5 新生界

新生界に属するものには石英斑岩・更新世堆積物および沖積層がある．

2.5.1 石英斑岩

域外西北西方池川町の東部から高岩をへて，思地から東北東に向かういわゆる御荷鉾構造線の周辺には多くの石英斑岩の岩脈がある．

岩石は淡灰白色を呈する緻密な岩石で，粒状の石英粒が散点する．

域外西方柳野上から大峠をへて池川町大平に達するものは延長およそ4 km，最大の幅は800 mに達する大塊で，域内では高岩に比較的に大きい貫入がある．

高岩の岩塊の周辺では種々の方向に多数の岩脈があり，ことによるとこの岩塊は岩脈群が集まっているものかも知れない．

岩脈は一般に数10 cm ないし10数mの厚さで，多くのものはいわゆる御荷鉾構造線の延長方向と並走する．この構造線を示すといわれる断層谷には西津賀才において見られ，石英斑岩の岩脈の北側に厚さ1 m内外の断層破砕帯を伴う断層がある．断層にそった部分の石英斑岩は一部で圧砕される．そうしてこの西津賀才断層の延長方向には新別上・手取・樫山・思地・元安および域外東方に石英斑岩脈の貫入がみられ，このうち元安から東方にのびる岩脈は上八川川の南岸にそって延長2.5 kmに亘って連続している．

西津賀才断層の南北両側の波川および楠神両層にはこの断層と並行する小褶曲が多数にみられ，これらの褶曲によって擾乱された弱線にそって岩脈は貫入したものであろう．西津賀才で，断層に貫入した岩脈が圧砕され，また西方大峠の大岩塊は断層によって切断されたと思われる．したがって，石英斑岩は西津賀才断層にそって貫入したが，その後も断層は活動したことが明らかである．

高岩付近では岩脈に接した楠神層および波川層に狭い範囲ではあるが，接触変質を与え，岩石には黒雲母が生成されてホルンフェルス化されている．

2.5.2 更新世堆積物

本地域の更新層は砂礫層からなって，砂または粘土の薄層をはさむ．

高知市南西部の城山（じょうやま）から西方の向流に亘って丘陵地の頂部を占めるものは城山礫層とよばれる（西村・奥村ほか，1941）．城山層は高度200 m以下の地域に分布し，洪積層のうちでは最も広範囲に亘っている．

仁淀川および鏡川の流域には河岸段丘を構成する砂礫層がいずれも小規模で，各所に散在する．

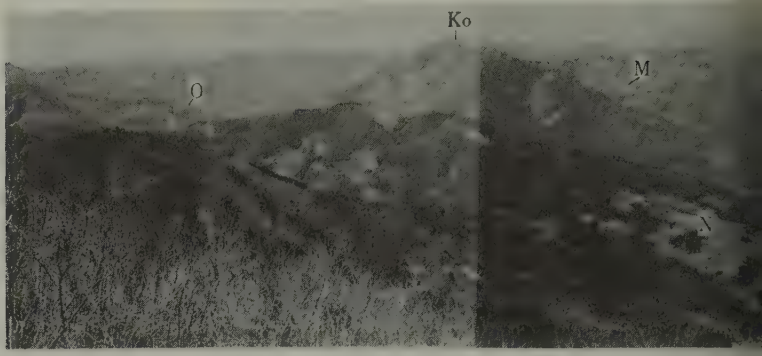
そのほか山岳地帯の斜面の一部に比較的に平坦地があって，ここに砂礫層が小規模な分布を示している．

高度が最も大きいものは北西域の南越・花ノ木，南西域の桑藪および北東域の上吉原付近の砂礫層は海抜600 m付近にある．高度450 m以上のものは北西域で仏堂・中峯・谷屋敷・堂内・后生楽および中央部の三淵の砂礫層がある．400 m付近には北西域の十田（吾北村）・打木，南西域の谷内など，300 m内外のものは北西域の長引，北東域の津賀谷・川奈路・上里，南西域の中川内，南東域の領家などにある．北東域の上大利では280－160 m，影ノ谷では230－150 m，南西域の長畑では180－100 m，大花では250－50 m 付近，南東域の毛田には150－100 m 付近に砂礫層がみられる．

これらの砂礫層の分布する地域にはしばしば部落が発達する．第9図に南越および打木の砂礫層が分布する平坦地を示す．

北西域の大藪・本郷（吾北村），北東域の津賀谷の砂礫層は更新世の扇状地の堆積物とみられ，打木および長引のものなどは崖錐性堆積物からなる．

高知市北西部に当たる本地域の南東部の砂礫層は海抜



T 鷹羽ガ森，Ka 柿奈路，M 南越，N 長引，

第 9 図　北 西 部 山 岳 地 帯

Pleistocene deposits in the north-

急崖にはチャートCの露出があり，遠方からでも露出が判る．緩い地形の部分や渓谷の底には楠神層や波川層が正面の川は上八川川，道路は北方にのび西条に至る．越知町谷ノ内北部の峠から写す．

40－70m・20－30mおよび 5 －10mに，それぞれ，高位・中位および低位の段丘堆積物があって，高位のものから順に鮮新世後期ないし更新世初期・更新世中期および同後期のものといわれる（満塩・甲藤，1966; 中村・満塩ほか，1972）．城山礫層や域外東方の万々層（甲藤・中村，1954）は高位段丘，朝倉南方の大谷層は中位段丘，その東の神田のものは低位段丘とされる（満塩・甲藤，1966; 中村・満塩ほか，1972）．本地域内の砂礫層はいずれも分布が狭いので，新旧の区別は行わなかった．

2.5.3 沖 積 層

本地域の南東部には高知平野から連なる平地があり，土讃線にそって伊野から加茂・虎杖野および越知付近にもやや広い平地がある．これらの平地は高知・伊野・佐川および越知の諸盆地の一部である．これらの平地と諸川にそって小規模な沖積層が分布している．

3. 地 質 構 造

Kobayashi (1941) は秩父帯の中生界の北限にある衝上断層を確認し，秩父帯には多くの衝上地塊による鱗片構造の存在を明らかにし，さらに日本列島における地質現象を解析して秩父帯の地殻変動と関連づけ，中生代の佐川造山輪廻を明らかにした．その後 Kobayashi (1949) によって，日本周辺地域における地殻変動や，小林 (1951 a) によって部分的に修正されたものが公表された．Matsumoto and Kanmera (1949) は従来の研究を詳細に検討して，西南日本外帯における地質構造史を一層明瞭にした．

筆者はさきに西南日本内帯において地質構造の解析を行い，後期中生代の地殻変動の概要を把握した（河合，1957, 1963, 1964; Kawai, 1961）．西南日本外帯の地質構造にも内帯のものと類似性があると考えられ，そのことは古い領家帯の地背斜の生成と進展とに伴って内外両帯の地質構造の主要部が形成されたと考える（河合，1965, 1967, 1970 a）．その見地にたって本地域の地質構造の解明を試みる．

本地域では構造上の最下位を占めるものは東西方向の軸をもって褶曲した中生界であり，その上に上位から先シルル系横倉複合岩類・シルル－デボン系横倉山層群・上部デボン系越知層群・石炭-二畳系鎌井田層·同楠神層-土佐山層·二畳系波川層の順で衝上地塊をつくってのっている．これらの関係を第10図に示す．衝上地塊群は大局的にみると，上から下に向かって古期のものから新期の地層にいたる．これらは横倉複合岩類を核心とした大規模な横臥背斜によって秩父帯の中生界の上に推し被せ構造をつくり，複合岩類の上側（正常位を示す翼部）の部分が削剝または他の理由で失われたと思われる．

衝上地塊群の地質構造や中生界の地質構造を述べ，大規模な構造発達の推移をたどることにする．

3.1 衝 上 地 塊

3.1.1 横倉複合岩類

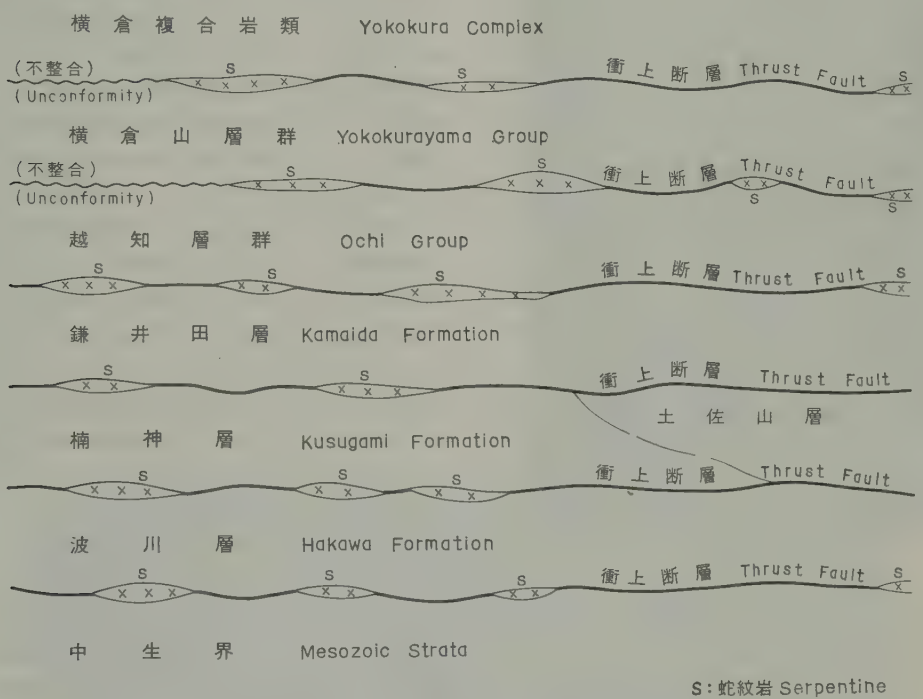
横倉複合岩類は他の地質系統と断層関係で接触する．このうちには他の地層と接する花崗岩や石英斑岩の火成岩も含まれ，周囲の地層に貫入するとの見方もあるが，周囲の地層に接触変質を与えていない．地質図に示されるように，本複合岩類は地形が急峻な部分に分布しており，しばしば周囲が蛇紋岩の岩脈によってふち取られ，横倉山層群や他の古生界または中生界の上に構造関係で

O 奥大野（域外），S 瀧地，U 打木，K_0 小式ガ台．

の更新層の分布

western part of the mapped area.

見られる．楠神・波川両層のある地域の平坦面には更新世の堆積物があって，このようなところに部落が発達する．



第10図　秩父帯の構造関係を示す模式断面図

Schematic cross section of the Chichibu Terrain, showing the tectonic relations of the thrust sheets.

のっている．その例はすでに幾つかの論文でのべた（河合，1970 a, 1971, 1973 c ほか）．

土岐山とその近くの横倉複合岩類には，片理が ENE-WSW にのびる背斜構造が認められる．土岐山本体の北西側には他の系統の小露出があって，ここでは上から複合岩類・横倉山層群・蛇紋岩・変成楠神層・蛇紋岩の順で，構造関係をもって重なる．ところが，土岐山岩体の少し西側の小露出では，構造関係が逆となり，最も北側に複合岩類があって，蛇紋岩・横倉山層群・蛇紋岩・変成楠神層・蛇紋岩・鳥巣層群の順で構造関係による重なりが見られる．これは局部的な重なりの判断だけでなく，大局的にみて複合岩類の衝上地塊の下限の衝上面が

波打っていることを表わす．すなわち，北西側の小露出と，西側の小露出との間を衝上波面[11]の軸が通ると思われ，北西側と西側との2つの小露出における構造的累重関係は見かけは逆でも，本質的には同じものである．このような構造的な重なりは他でも多くみられ，横倉複合岩類と横倉山層群との接触関係は北側の陣ガ森の複合岩類の周辺やマキヤマ付近などで見られる．

土岐山岩体の南側の沖名宮ノ谷では複合岩類と波川層（桂部層）とが直接に接触している．波川層はN25°E・25°Wの衝上断層で変成岩と接し，波川層には厚さ約1mの破砕帯が生成される．ここから約 600m西方の鹿児で

T: 衝上断層
Q: 石英斑岩（横倉複合岩類）
Y: 横倉山層群の緑色凝灰岩質岩

第11図　横倉複合岩類と横倉山層群との間の衝上断層

Thrust Fault between the Yokokura Complex and the Yokokurayama Group in Inomine, Hidaka-mura.

ここでは傾斜が水平から垂直まで変化し，石英斑岩は見かけ上横倉山層群に取り込まれたようにみえる．日高村井ノ峰からマキヤマに至る林道ぎわには種々の傾斜に変化したQとYとの境が数カ所確認される．全体としては林道の北側の山嶺部は石英斑岩からなり，その見かけの下位に断片的に横倉山層群が現れる．両者の境は衝上断層で，断層にそって岩石は破砕される．

11) 衝上断層は，局部的にはかなり激しく起伏して一種の波面をつくる．波の底ののびの方向を軸とよぶ．小規模な衝上波面が集まり，中規模な衝上波面をつくり，全体としてはほぼ水平となる（地質断面図参照）．

土岐山岩体から150m内外離れた地点では，南側の鳥巣層群の擾乱された泥岩砂岩層中に複合岩類に由来した片麻状花崗岩の直径22 cm の円礫が取り込まれている（河合，1970 a）．

井ノ峰からマキヤマへの山道をたどると，横倉山層群に衝上した複合岩類があって，衝上断層の露頭は諸所に認められる．衝上面は激しくうねり，ある時はほとんど水平に，他の場合には直立する．その一部を第11図に示す．

尾立北山の南山腹では横倉山層群の上に直径数mまたはそれ以下の複合岩類の小岩体が数個認められ，横倉山層群の上にクリッペとなっている．波川（北浦）の露頭は構造関係を明瞭に示している（河合，1973 c，図版10）．

土岐山付近の複合岩類は片理が背斜構造をつくるが，背斜軸は複合岩類の中軸部を通り ENE-WSW にのびる．その北側の陣ガ森の複合岩類には岩体の中軸部を通る井ノ峰北部から ENE にのび妹背の北東で ESE に向かって湾曲して福良に達する背斜がある．土岐山岩体と陣ガ森岩体との間には小さい岩体しか存在しないが，全体として土岐山および陣ガ森両複合岩体の両背斜構造は調和的で，岡端－鍛冶屋を通る向斜構造の存在を暗示している．

このように衝上地塊をなす複合岩類の片理は付近にある他の岩体にみられる片理と調和する傾向がある．越知から荷稲にかけた岩体群，伊野北山北方の2岩体および城ガ森―尾立―横内の周辺の岩体群には ENE-WSW ないし WNW-ESE 方向の片理が優勢で，ほぼ E-W の小褶曲も存在する．これに対して，藤ガ瀬から八代にいたる数岩体には NW-SE および NE-SW方向の片理が優勢で，片理の小褶曲軸は南北性を示す．

このように，衝上地塊にみられる片理は，全体として，岩体群の配列方向と調和する構造をもち，そして相接近する岩体群の片理は相互の間で調和的である．

これらのことは，大局的には多くの衝上地塊は同一大衝上地塊を構成し，相接近した岩体群は中規模な同じ衝上地塊を構成しており，それぞれの構造が調和性をもつ岩体相互の間には著しいずれは存在しなかったことを意味するであろう．

本調査において確認された本岩類の分布は西方域外長者川畔から東方域外高知城趾まで，延長36km，南北の幅およそ4km に亘った帯状地帯に見られ，大小の岩体がほぼ3列になって分布する．

この帯状配列は，さきにのべた通り，片理の褶曲軸とともに衝上波面の軸の方向ともほぼ並行するが，衝上面のうねりによって規定されたものである．すなわち，衝

上面のうねりの底の部分が削剝から残されており，うねりの示す波長はおよそ2 kmである．

横倉複合岩類およびその類似岩の西南日本外帯における分布は市川・石井ほか（1956）のいわゆる黒瀬川構造帯の延長で，西は九州八代から東は和歌山付近まで確認され，その延長はおよそ500 kmに達する．さらに関東山地で新井・端山ほか（1964）の川井山石英閃緑岩およびその近傍の類似岩類は横倉複合岩類の類似岩のように思われる．

本地域および周辺部の花崗岩は域外西方の横倉山・越知の南西，域内では妹背北方および枝川付近，石英斑岩は域外の横倉山西部と域内の井ノ峰付近に集中し，変成岩は火成岩類の周囲に広く分布している．それぞれの境界は明瞭にできなかったが，域外西方大峠では黒雲母花崗岩が明瞭な境をもって変成岩を貫き，妹背付近では花崗岩の岩脈がある（河合，1971）．

3.1.2 横倉山・越知両層群

西方の横倉山では山嶺部の最も急峻な部分に横倉複合岩類があり，その構造上の下位に横倉山層群・越知層群・鎌井田層・楠神層・島層（波川相当層）の順に重なり，それら相互の間には衝上断層があって，それら衝上地塊は中生界にのっている．横倉山層群は層序的に横倉複合岩類を不整合に覆い，越知層群は横倉山層群を不整合に覆ったもので，一部で横倉山層群および越知層群の基底礫岩も見出され，それぞれの間の不整合関係は明瞭に確認できる．しかし，複合岩類と両層群とは，それぞれ衝上地塊となって分かれ，全体として大きく引っくり返って，3つの衝上地塊は構造上，逆の関係になったことが判っている（河合，1971）．東部の鴻ノ森の東隣り域外でも複合岩類の構造的下位に横倉山層群，その下に越知層群があって，両層群は白亜系の上にのっている（河合，1973 c）．両層群と白亜系との関係を第12図に示した．

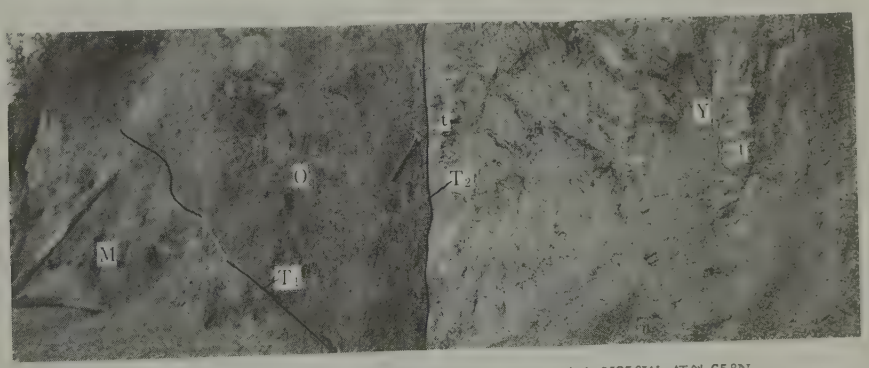
鴻ノ森の横倉山層群に含まれる酸性凝灰岩はN65°W・35°Nの層理を示すが，級化層理でみると地層が逆転している（河合，1973 c，図版3）．尾立北山の西部にも白色の酸性凝灰岩が見出され，N70°W・70°Nの層理が認められ，やはり地層は逆転している．このように横倉山層群は全体として逆転したことが判る．

妹背の横倉山層群の南端部に越知層群のものと考えられる基底礫岩がある．もし，これが横倉山層群のものとすれば，横倉複合岩類との間に現れるはずであるにもかかわらず，複合岩類から最も離れた南端部にあることは越知層群の基底礫岩の可能性を示す．

茶ガ鼻には越知層群と思われる岩石があり，周囲が蛇紋岩でふち取られて，鎌井田・楠神および波川層の構造上の上位にのる．

横倉複合岩類の項でのべたように，横倉山層群は複合岩類の下位にあって，他の古生界の上に衝上地塊となっている．このことは地質図において常にその関係が読み取られる．

横倉山層群は一般に東西性の走向を示す．妹背では走向がN85°Eで，65－80°Nで傾斜し，井ノ峰北部では東西性の小褶曲によって激しく地層が波打ち，尾立付近でも走向は東西に近く，45－80°Nで傾斜する．茶ガ鼻の越知層群は南西端でN75°・80°S，北東の主要部でN55－85°E・30－40°Nの層理があって南半部にENE-WSWの背斜がある．



Y：横倉山層群の赭色凝灰質粘板岩，白色凝灰岩 t をはさむ．走向 N65°W，傾斜 65°N.
O：越知層群の黒色粘板岩，擾乱されて層理は不明.
M：下部物部川層群のアーコーズ砂岩.
T_1：衝上断層（N30°E, 20°E）．断層にそって越知層群には厚さ数 10 cm の破砕帯がある.
T_2：衝上断層（N65°E, 65°N）．断層にそって越知層群に 20–30 cm の破砕帯がある.

第12図　鴻ノ森東部で見られる衝上断層（鴻ノ森東部の切り割り，域外）

Thrust Fault in the eastern part of the Kono-mori, Kochi City.

本地域内の横倉山および越知両層群の分布はいずれも狭いので，内部の地質構造を詳論するに足るデータは得られなかった．

3.1.3 鎌 井 田 層

小林（1931 b, 1950, 1951a）および Kobayashi (1941) は，四国に帯状構造の存在することを指摘した．それによると，中央構造線の南側の主なる構造線として，北から(1)御荷鉾線・(2 a′)黒滝衝上・(2 b)大蕨衝上・(2c)黒岩衝上・(2 c′) 小富士衝上（横移岩塊）・(2 c″) 魚成衝上・(2 d)神原谷衝上・(2 e)仏像衝上・(2 f) 仏像線が配列する．(2 a) は北方域外の下部三畳系黒滝層と古生界，(2 b) は北西域外の川内谷層群の北側で古生界との境を通って東西にのびる．西方域外の (2 c) は本域の (2 c) ―(2 e) が西方で収斂するものである．(2 e) は本地域で (2 f) と一致し，(2 f) は西方で (2 c) と (2 e) との南側にあるとした（小林，1950）．

鎌井田層は全体として，横倉複合岩類・横倉山および越知両層群の下位の衝上地塊を構成し，さらに楠神および波川両層からなる衝上地塊群の上位を占める．横倉複合岩類・横倉山層群および越知層群の衝上地塊は局部的にしか見出されず，しかも大規模なものはないので，鎌井田層の衝上地塊はさきのを除く他の地質系統の構造上の最上位を占めて，広い範囲に現れ，とくに北部の急峻な山岳地帯では山嶺部に広く分布する．

鎌井田層は堅硬なチャートまたはその変成相からなるので，急崖をつくることが多い．そのために，かなり遠方から望見して鎌井田層の分布の概要を把握することができる．

地質図にみられるように比較的に急峻な山地では分布が広いが，その反面に峡谷部には地窓から下位の地層が露出している．南域で充分な踏査が可能な地域では鎌井田層と他の地質系統とをかなり精密に区分することは可能であるが，北部地域の急峻な地域では調査のルートがかなり限定され，部分的には精度が不充分である．

全体を通観すると鎌井田層はゆるくうねる衝上波面をもつ．その波面の頂部と底部との一般走向は中－古生界の褶曲軸の一般的な方向（WSW-ENE）とほぼ並行し，南北両側に向かってうねりをくり返す．波面の頂部や底部も 2 － 3 次的な規模では東西に向かっていくらかうねっている．

鎌井田層の褶曲構造・分布・含化石石灰岩の分布・石灰岩などの局部的な追跡などによって，鎌井田層は南から北に向かって虚空蔵・大平山・本郷・伊野・長畑・勝賀瀬の 6 亜帯に区分し，さらに変成度を加味して上吉原・代次および小式台の 3 亜帯を追加した．あとの 3 亜帯のうち上吉原および代次両亜帯は単に勝賀瀬亜帯の変成相にすぎない．

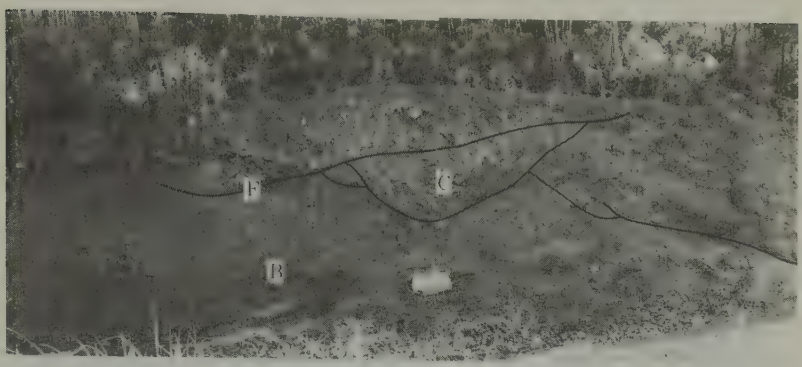
全体として鎌井田層は 1 つの大衝上地塊を構成するが，そのうちで諸亜層（上吉原・代次両亜帯は除く）は，それぞれ下限が別個の小衝上からなっている．すなわち，虚空蔵・大平山・伊野および長畑の 4 亜帯の南限は，それぞれ，小林（1951 a）などの仏像・神原谷・小富士・黒岩の 4 衝上である．本郷・勝賀瀬（―上吉原―代次）および小式台の諸亜帯の下限の衝上は，それぞれ，岡崎・川口および岩川内衝上とよぶ．域外南西隣の岡崎では蔵法院層群の上に鎌井田層のクリッペがあり，勝賀瀬の南では川口において断層破砕帯があり，岩川内西部では衝上面が確認された．

南縁部の虚空蔵部層は南込山部層（波川層）・斗賀野層・七良谷層群および斗賀野帯の鳥巣層群の上に衝上地塊をつくる．それだけでなく，清滝では衝上地塊の半窓から四万十帯の飛石層が見出される．域外南西方の須崎市北部の白石には複雑な形状を呈する地窓や半窓があって，宮古階の桑田山泥岩層およびその上位の舟床互層が露出するし，仏像の近くでは春野累層（弘岡互層）や桑田山泥岩層の上に虚空蔵部層の 2 つのクリッペが見出される．この衝上断層が小林（1951 a）の仏像衝上である．この衝上は南限部では一般にゆるく北に傾くが，少し北側では南に傾斜するところがある．たとえば，荒倉トンネル北口の直上に走向 N80°W・傾斜35° S の衝上面が見られ，衝上面の下には厚さ数 m の破砕帯がある．トンネルの入口から西へ約 800m で見られる衝上面を第13図に示した．

虚空蔵部層には多くの小褶曲があり，その褶曲軸は本部層の南限とほぼ並走している．すなわち，南限をふち取る仏像線の概形は，域外南西方では斗賀野南方において南に向かって凸形に張り出し，それが東に向かうにつれて漸次にふくらみが緩くなって域内に入り，南東域では西から東にのびる．小褶曲軸ののびは南西方から NW-SE・W-E・SW-NE・WSW-ENE と漸次に変化して域内に入り，東に向かって W-E の方向をとっている．

大平山部層は一般に桂部層（波川層）の構造上の上にのり，局部的には鳥巣層群の上位を占める．また南方域外の神原谷付近では，鳥巣層群とその上にのっている白亜系山神層との双方の上に大平山部層が衝上している．それ故衝上地塊の南限をふち取る断層に神原谷衝上の名が与えられた（蔵田，1940－41; 小林，1931 b, 1951 a, ほか）．

この神原谷衝上は全体としてみると，ほとんど水平に近く，南北方向にゆるくうねるが，戸梶－猿田にみられ



C：板状チャート，中央部薄層理の部分で，走向 N65°E，傾斜 50 °S．衝上断層にそった部分は一般に破砕されるが，層理面に並行して小塊が配列する．
F：衝上断層，ここでは衝上面が多くの小衝上の集りからなっている．中央部の小衝上の左側は圧砕が小さいが，右側は粉砕されている．衝上断層は全体として E–W, 10–20°S を示す．
B：断層破砕帯，岩石は激しく粉砕されて土状を呈する．左方にはチャートや砂岩の角礫がみえる．厚いものは 5m をこえる．

第13図　虚空蔵部層（鎌井田層）の下の衝上断層と破砕帯（高知市針ノ木南方山腹）
Thrust Fault and Crushed Zone of the Kokuzo thrust sheet in Harinoki, Kochi City.

るように衝上線は複雑な形状を呈し，衝上面はかなり湾曲した曲面からできていることが確認できる．

本亜帯は虚空蔵亜帯とほぼ並走して，南西方域外では南に向かって張り出すが，その程度は虚空蔵亜帯ほど著しくない．その張り出しにつれて，小褶曲軸も方向を変化し，域外南西方では NW-SEの方向であるが，東に向かうにつれて WNW-ESE から WSW-ENE となって域内南西部をすぎ，域内南東部では W-E 方向をたどる．

本郷部層の岡崎衝上もゆるくうねることは仏像および神原谷両衝上と同様である．蔵法院付近の角礫質石灰岩は岡崎衝上の断層角礫に相当すると思われる．本部層は SW-NE 方向にのびており，北側の伊野亜帯が南西部で W-E方向にのびるものに対して斜交する．本郷部層の走向および傾斜は詳らかでないが，本亜帯の延長方向と小褶曲軸とは並走するのであろう．

小林（1931 b）は小富士を構成するチャートがほぼ水平の境をもって山嶺部を占めることに注目し，これを末満クリッペン（小林，1931 b, 1931 c), のちに小富士衝上岩塊（Kobayashi, 1941; 小林，1950, 1951 a）とよび，山嶺部のチャートを主体とする部分は北から南に向かった横移岩塊と見なした．

西部の川内谷から耳飛田に達する伊野部層は東にのび，その褶曲軸の方向とほぼ一致する．宮ノ谷付近の伊野部層は西から域内で SW-NEをへて，仁淀川東岸では WSW-ENE, 槇付近から東では SW-NE の方向に走り，帯状配列が湾曲しながら変化する．褶曲軸の方向がこの帯状配列の方向とほぼ一致することからみて，この主方向は衝上波面の底ののびの方向でもある．

長畑亜帯の配列は E-W ないし ENE-WSW 方向である．宮地北部から四ツ白の北側までの間長畑部層の南限はほぼ東西にのびる．ここが小林（1931 bほか）の黒岩衝上の標式地である．本亜帯の帯状配列の方向と褶曲軸ののびはほぼ一致している．

勝賀瀬・上吉原および代次の 3 亜帯の帯状配列は前にのべた諸亜帯ほど顕著ではない．これは露出が広大なので，著しい帯状は認め難いのに原因がある．しかし，やはり不顕著ではあるが東西性の分布の方向性が存在し，部分的には南北性の分布も認められる．これは衝上波面のうねりが主要なものが E-W であるとともに副次的な N-Sのものもあるために生じた現象である．本地域で勝賀瀬・上吉原および代次の 3 部層にみられる褶曲軸は西から W-E→NE→ENE→E→NE →Eとゆるく湾曲しながら変化する．野外で確認される褶曲軸は水田—新別下・的淵—内野および上大利—内野西部の 3 つの断層線を境として，東西に 4 つの地塊に分かれて，褶曲軸に喰違いができている．上吉原および代次両部層は勝賀瀬部層のうちの変成度の異なる部分をさすが，両部層の褶曲軸は勝賀瀬部層のものと同じ傾向を示すので，この変成度による分帯ののびも勝賀瀬部層ののびと基本的には一致するだろう．

小式台部層は南側の諸部層よりも一層急峻な山地に分布する．その分布から衝上断層を地質図学的にみると，

C：長畑部層のチャート，N80°E, 65°S.
A：大利部層の砂岩にとむ粘板岩との互層，a_1 付近では N65°E, 35°N, a_2 付近で N35°W, 30–35°N，衝上断層の下盤は鱗片状に地層が破砕され，チャートの大塊Cなどが粘含まれる．広義にはA全体が破砕帯である．
B：断層破砕帯，厚さ 1.5 m 内外の断層角礫からなる．道路から約 1 m 上には上下盤とも N10°E, 45°W の辷り面がみえる．

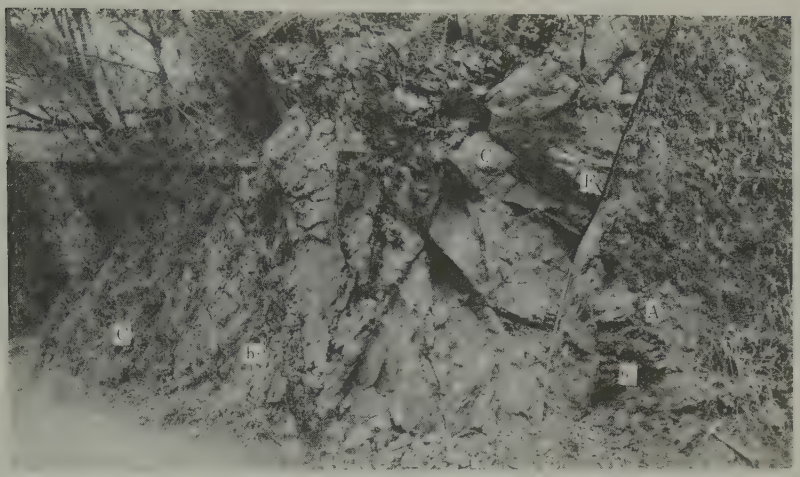
第14図　鎌井田層と波川層との間の衝上断層（佐川町浅尾南東部）

Thrust Fault between the Kamaida Formation and the Hakawa Formation in Asao, Ochi-machi.

C：チャートの角礫，手前のものは長径 4.5m，厚さ 1.5m．付近に径数 10 cm の角礫が多い．
P：辷り面，N25°W. 55°W.
S：粘板岩の小片が層状に配列する（N65°W, 20°S）
この露頭全体が破砕帯．正確な厚さは不明だが，確認できる範囲では10mをこえる．

第15図　衝上断層の破砕帯（越知町南片岡西部）

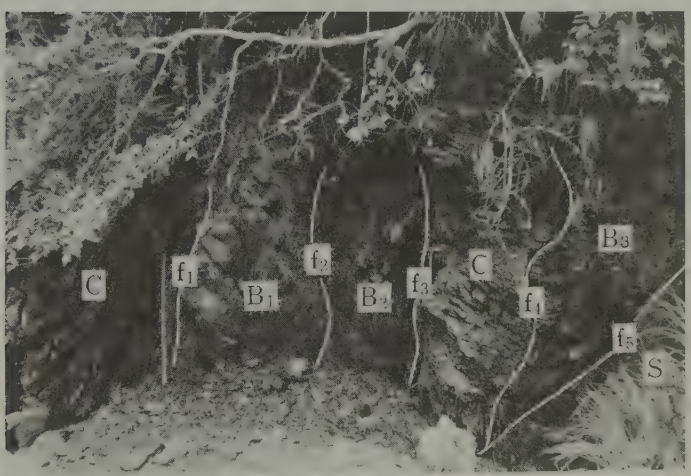
Thrust Fault Breccia in Minami kataoka, Ochi-machi.



C：勝賀瀬部層の千枚岩質チャート，b_1 で走向が E–W，65°S で傾斜する．
A：大利部層の千枚岩質粘板岩．F に接する部分で，層（片）理は断層面に調和的であるが，b_2 付近では激しく擾乱される．この A は破砕帯の一部と思われる．
F：衝上断層，N85°W・70°S，断層粘土は伴わない．

第16図　郷ノ谷にみられる衝上断層（伊野町郷ノ谷）

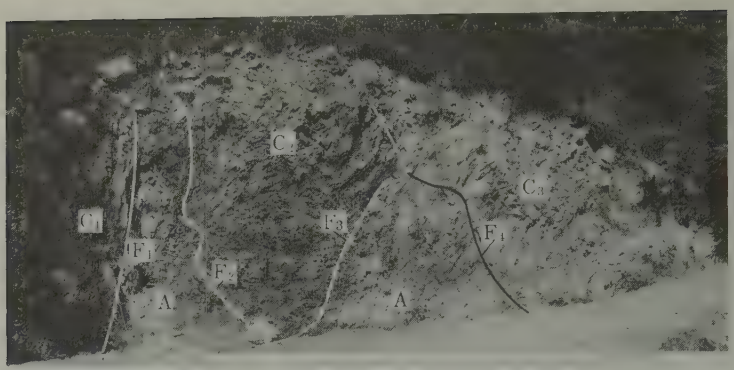
Thrust Fault in Gonotani, Ino-machi.



C：勝賀瀬部層のチャート
S：狩山部層の輝緑凝灰岩
B：断層破砕帯，B_1 は厚さ 100–120 cm，チャートおよび輝緑凝灰岩の角礫が多い．B_2 は厚さ約 1m，輝緑凝灰岩礫が多い．B_3 は厚さ 50–65cm，チャートの角礫を多く含む．
f：断層，f_1 は N45°E, 85°S, 20–40 cm の断層粘土を伴う．f_2 は N30°E, 80°E, f_3 は N50°E, 80°N, f_4 は湾曲するが北方に向かって急斜し，f_5 は N60°E, 50°N を示す．f_3 と f_4 との間のチャート C は厚さ約 1m で，断層角礫と思われる．

第17図　宮ノ上の衝上断層（鏡村宮ノ上の橋下）

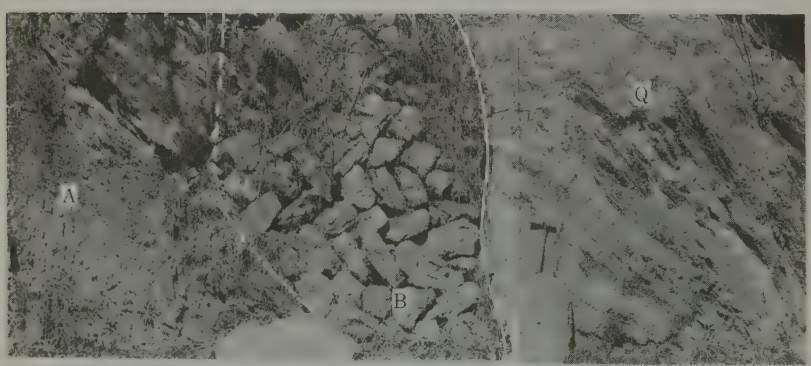
Thrust Fault in Miyanoue, Kagami-mura.



C：上吉原部層の千枚岩質チャート．C_1 の層理は N75°E, 80–85°S で，C_2 および C_3 では激しく擾乱している．
A：内野部層の泥質千枚岩，激しく擾乱され，一種の破砕帯となっている．
F：衝上断層．F_1 は N75°E, 88°N, F_2 は N75°W, 45°N, F_3 は N85°W, 70°S, F_4 は N55°E, 75°W と衝上面は激しく波打っている．

第18図　伊野町北ノ谷にみられる衝上断層（伊野町中追北ノ谷の尾根）

Thrust Fault in Kitanotani, Ino-machi.



Q：小式ガ台部層の石英片岩，片理は N70°W, 55°N.
A：吾北部層の泥質片岩，片理は N50°W, 45°N.
B：石垣にかくされた部分は断層破砕帯と思われる．厚さ1.5–2m．断層は E-W，ほぼ 80°N．北側の石英片岩の片理（層理）は泥質片岩の片理と大差はない．

第19図　川又南部の衝上断層（吾北村川又部落南方 800m 地点）

Thrust Fault in Kawamata, Gohoku-mura.

南北方向に比較的顕著なうねりと，東西方向にゆるいうねりがある．本部層は急峻な山地に分布するために，地層の走向および傾斜は普遍的に測定できないが，測定された限りでは東西性の褶曲軸が認められ，それはまた代次部層の延長方向ともほぼ一致する．

鎌井田層の衝上断層は各所で認められ，そのうちの若干のものを次に示す．

第14図は浅尾南東部の長畑部層，第15図は片岡南方対岸の長畑部層，第16図は郷ノ谷の勝賀瀬部層，第17図は宮ノ上の勝賀瀬部層，第18図は北ノ谷の上吉原部層，第19図は川又南部の小式台部層の各衝上断層である．このうち，第14図と第15図とは衝上破砕帯を示し，第14図は下盤側に鱗片状小構造が著しく，第15図は厚い破砕帯が存在する例である．小式台部層の衝上断層は見かけは不明瞭となって，下盤側の地層との断層関係，境界線の追跡，地層のずれなどについて種々の検討を行うことで判断するほかはない．第19図は断層の両側に砂岩粘板岩の変成相とチャートの変成相とがあって，双方の片理の走

Q：小式ガ台部層から由来した石英片岩．
A：吾北部層の泥質片岩
B：石英片岩と泥質片岩の境界．
QはAに層状に取り込まれた岩塊である．左右両側では境界Bは片理にほぼ並行するが，b_2–b_3 間では亡り面ができている．b_1 と b_2 間では片理は N35°W・30°N，b_2 と b_3 間では片理は N50°W・35°N で Q と A との双方に共通である．b_2–b_3 間の亡り面は走向が N70°W–N50°E．傾斜が 45°–75°N を示す．Q の厚さは約 2 cm.

第20図　黒色泥質片岩中の石英片岩の岩塊（南越から東方テレビ中継所に至る道路ぎわ）

Quartz schist block in the crushed zone of the Gohoku Member in Minagoshi, Gohoku-mura.

向および傾斜にはほとんど差異がないが，前のものは吾北部層，あとのものは小式台部層なので，見かけは小さくても転位は大きい衝上断層である．

第20図は断層破砕帯の露頭である．この露頭の構造上の上位数mのところに，厚い石英片岩（小式台部層）がのっている．レンズ状を呈する石英片岩塊と周囲をとりまく泥質片岩との双方の片理はほとんど差異がない．

3.1.4　楠神および土佐山両層

楠神層は南から宮ノ谷・神谷・小野・柏原・狩山・樫ガ峠・思地および南越の 8 亜帯に分かれ，それぞれの亜帯は中規模の衝上地塊からなって，全体が衝上地塊をつくる．土佐山層は狩山部層のほか一部では樫ガ峠部層にも衝上する．

宮ノ谷部層は横倉複合岩類分布地域の周辺に限って見出され，複合岩類・横倉山層群・越知層群および鎌井田層の変成相（伊野部層）に衝上され，主として変成波川層（東浦部層）のほか一部で非変成波川層（桂部層）や中生界に衝上する．珍しい産出状況は九頭および鹿児で，横倉山層群と鳥巣層群との間に本部層の小鱗片がはさまれ，楠原では白亜系の上に一つだけ離れてクリッペとしてのっている．青去・鹿児・九頭・八代周辺などでは小鱗片の周囲が蛇紋岩によってふち取られる．とくに八代付近の本部層は比較的に大きい本部層の衝上地塊本体の分布地域内に蛇紋岩でふち取られた本部層の小鱗片が見出される．八代周辺の小鱗片の存在は，衝上地塊本体のうちに大小の小衝上があって，比較的に大きい小衝上に蛇紋岩が貫入したと思われる．

本部層は幾つかの地塊となって分離されているが，片理の褶曲軸の方向は青去および鹿児付近で E-W，茶ガ鼻付近では ENE-WSW，宮ノ谷では NE-SW，仁淀川東岸から東では西から ESE-WNW から ENE-WSW と変化する．このことは宮ノ谷部層が 2 つの中規模の衝上によって 3 つの地塊に分断されたものと推定される．

神谷亜帯は仁淀川東岸に分布し，南側と東側が宮ノ谷部層によって取り囲まれ，さらに西側にも宮ノ谷部層がある．仁淀川西岸の宮ノ谷部層は地理的に神谷部層の延長部に当たる．神谷部層は宮ノ谷部層に比べて変成度が低く，部分的には片理が不明瞭で，東西性の褶曲軸をもって，宮ノ谷部層とは地質構造が異なる．おそらく神谷部層は宮ノ谷部層によって衝上されたものであろう．

伊野町柳瀬（やなぎのせ）から領家にいたる小野亜帯には，ENE-WSW 方向の褶曲構造があり，東端部の唐岩（とういわ）でいったん蛇紋岩によって断たれ，領家から再び東方にのびる．その東側の小野亜帯では西部に ENE-WSW の褶曲軸があるが，東方になるにつれて褶曲軸は E-W 方向に変化する．

柏原亜帯は地理的に小野亜帯の西の延長上にあり，褶曲軸の方向は小野亜帯のものと余り変わらないが，これを構成する柏原部層は上部石炭系に属し，小野部層は中部二畳系なので，相互の間は断層で分断されると思われる．たぶん柏原部層は小野部層に衝上したのであろう．

狩山亜帯は本域の中央部をほぼ東西に走る．狩山部層は鎌井田層の勝賀瀬部層によって衝上される．西域では，狩山部層は断片的に現れるにすぎないが，東域に

はかなり広く露出する．狩山部層は E-W ないし ENE-WSW 方向の褶曲軸をもって，地層全体がうねっている．中平および横矢付近では，蛇紋岩の貫入および蛇紋岩の岩脈の延長部の断層によって，付近の波川層（大利部層）とともに幾つかに分断されており，鱗片構造が確認される．

狩山部層の褶曲軸は東部で ENE-WSW 方向をとるのに対して，土佐山層は E-W にのびて狩山部層と土佐山層とは断層関係にある．柿ノ又から東の土佐山層の主部は西側・北側および南側の 3 方向で狩山部層に取囲まれ，東端部の久万川付近では土佐山層の分布は狭く，その南東方の下弘瀬の北山腹に土佐山層の石灰岩が存在する．このような分布状態からみて，土佐山層は狩山部層に衝上したと考えられる．土佐山層の西方延長部は樫ガ峠にみられ，ここでは分布は狭い．全体として狩山亜帯と土佐山亜帯とは斜交している．土佐山層は域外東方で 2 列に分かれて分布し，北側のものは甲藤・須鎗ほか（1960－61）の亀岩累層，南側のものは土佐山累層で，地質時代はそれぞれ下－中部二畳系および二畳系とみなされる．これからみて，土佐山層も小規模または中規模な衝上断層で分断された可能性がある．西部の樫ガ峠の小露出は東部の土佐山層の本体から小規模な衝上断層で分離されたものであろう．

樫ガ峠部層は鎌井田層の変成相である上吉原および代次両部層とほぼ並走する．樫ガ峠部層の褶曲構造は狩山部層のものと同様である．

思地部層はいわゆる御荷鉾構造線を示す断層（西津賀才断層）の断層谷にそい狭い幅をもって ENE-WSW 方向にのびる．本部層には西津賀才断層に並走する多くの小褶曲があって，全体としては複背斜を構成する．本部層は南側では，鎌井田層の代次部層に衝上され波川層の内野部層に衝上する．北側では，鎌井田層の小式台部層と波川層の吾北部層との間の衝上地塊となっている．

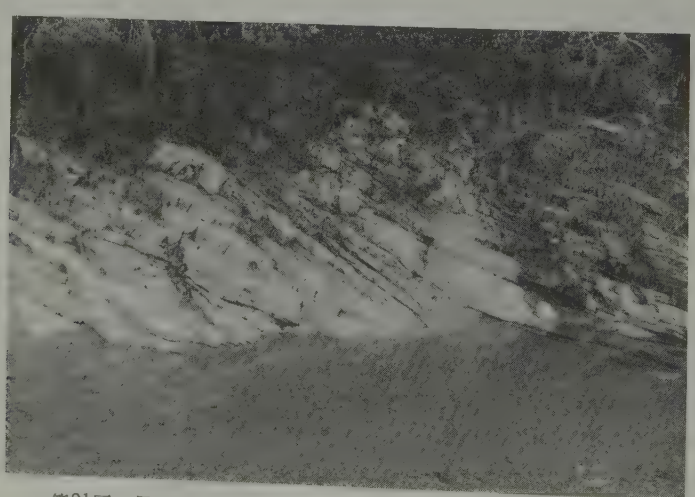
南越部層は大局的にみると，地域内で 3 列になって ENE-WSW 方向にのび，褶曲軸もその方向と並走する．南越部層は小式台部層によって衝上され，吾北部層に衝上する．下限の衝上面は南北方向にうねるが，その起伏は小式台部層の衝上面の起伏よりは激しい．

楠神層の一部には凝灰質砂岩と同質粘板岩の互層部がある．その互層部の明瞭なものが思地の川床部および妙見付近などに見られる．前のものは思地部層，あとのものは南越部層のものである．いずれも級化層理が明瞭であり，ともに地層が逆転したことが判別できた．第21図に思地部層中の互層を示す．

一般に鎌井田層が波川層に衝上した場合は断層の規模は大きいが，楠神層が波川層に衝上した場合は断層破砕帯の擾乱は前のものに比べて小さい．

第22図は波川層の内野部層に楠神層の狩山部層が衝上した露頭である．この衝上線の延長部に狩山部層に内野部層が衝上した露頭があり，それを第23図に示す．第22図と第23図の 2 つの露頭は約 1 km へだたっている．第22図の衝上関係が正常であり，第23図の関係は局部的に逆転した現象である．

楠神層の衝上によった断層破砕帯は鎌井田層の衝上に



第21図　思地部層中の層理（思地部落の川岸，北西に向かう）
Bedding in the Omoiji Member in Omoiji, Gohoku-mura.
層理と片理とは一致し，N80°E, 30°N を示し，部分的にはかなり変化することがある．川床の露頭でみると級化層理は逆転する．

G：狩山部層の緑色千枚岩，g で N65°W, 45°N.
A：内野部層の泥質千枚岩，a で N75°E, 20°N.
T：衝上断層，N55°E, 20°N.
B：破砕帯，厚さ約 2.5m.

第22図　楠神層（狩山部層）が波川層（内野部層）に衝上した断層（鏡村坂口の北西部）

Thrust Fault between the Kusugami Formation (Kariyama Member) and the Hakawa Formation (Uchino Member) in Sakaguchi, Kagami-mura.

G：狩山部層（楠神層）の千枚岩質輝緑凝灰岩，N35°W, 20°E.
A：大利部層（波川層）の千枚岩質粘板岩，ここでは擾乱されている．
T：衝上断層，N40°W・15°E.
B：破砕帯，厚さ約 20 cm.

第23図　坂口にみられる衝上断層（部落南西約 1 km，峠の付近）

Thrust Fault in the southwestern part of Sakaguchi, Kagami-mura.

この露頭では上盤にA，下盤にGがある．AにGが衝上したが，局部的に衝上断層が湾曲し，めくれ上りによって，GにAが衝上したような見かけを示す．

伴った破砕帯よりも規模が小さいが，これは楠神層の転位が鎌井田層の転位よりも小規模であったことを暗示する．

3.1.5 波　川　層

波川層は中生界の上に衝上地塊となっているが，他面では横倉複合岩類や他の古生界によって衝上され，それらの地窓から断片的に現われるので，地層の分帯は必ずしも充分とはいえない．

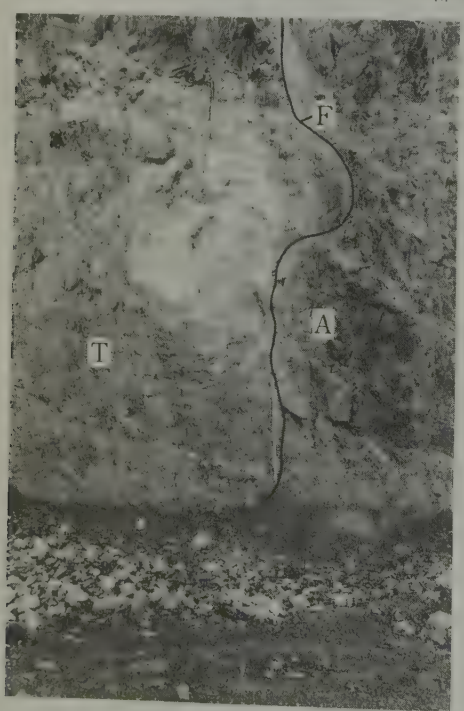
南から大きく南込山・桂・東浦・槇・大利・内野および吾北の 7 亜帯に分けられた．

南込山部層は斗賀野層・七良谷層群および鳥巣層群の上に衝上地塊となっている．域外南方斗賀野西山付近では褶曲は WNW-ESE にのびるが，その東では E-W または NE-SW などに変化し，槇生川付近では E-W となり，その東の谷地から北東に向かって域内の大川内に入ると EN-SW または ENE-WSW の褶曲がみられ，さ

らに東方の城山までの間では ENE-WSW の方向をとる．これらの褶曲は南込山付近と仁淀川とを境として喰違いがあり，本地域内では 3 地塊に分かれている．

桂部層は横倉複合岩類など古期岩類や東浦部層などによって衝上され，さらに中生界に衝上する．第24図に宇井東部にみられる衝上断層を示す．

桂部層は耳飛田帯の鳥巣層群の南側，その東方延長部および土讃線より北側のものに 3 大別される．南側のものは一般走向が ENE-WSW であるが，局部的には NE-SW•WNW-ESE または E-W方向を示し，幾つかに地塊化している．その延長部では大川内・波川および大内の地塊に分かれる．仁淀川以東のものは西側の波川地塊のものと同じであろう．土讃線の北側には西から柴尾北部・仏峠・井ノ峰西部・大和田北部・八代・宗安寺北部および仁淀川東岸等に断片的に見出され，また中山から下山とその南側にも小区域に見出される．これらは断片的に分布するが，東西性の走向を示すものが多い．いずれも，小規模な鱗片からなる．これらのうちで，宗安寺北部のものは南限部が宮ノ谷部層，北東側の一部で槇部層に見かけ上は衝上している．このような衝上は例外的な現象で，多分衝上地塊ができた時にその衝上面が局部的に湾曲して，宮ノ谷および槇両部層の上にめくれ上ったものと思われる．



A：桂部層（波川層）の粘板岩，擾乱されている．
T：川内谷層群，破砕帯となっている．白色部は千切れた砂岩，黒色部はもめている頁岩．
F：衝上断層，走向はほぼ東西で，南に急斜する．

第24図　宇井東部の衝上断層（日高村宇井）
Thrust Fault in the eastern part of Ui, Hidaka-mura.

東浦部層は横倉複合岩類・横倉山層群・越知層群のほか，鎌井田および楠神両層の変成相によって衝上され，また桂部層と中生界とに衝上する．しばしば小鱗片からなっており，その周囲が蛇紋岩によってふち取られる．唐内付近では本部層が蛇紋岩の岩脈によって 4 つの小鱗片に分かれる．本部層にみられる一般走向は東西性である．

槇部層は伊野付近で，北側が鹿敷―桂谷で限られ，その南側に分布している．楠神層の宮ノ谷と神谷両部層の下位に現れる．波川層のうちで東浦部層よりは変成度が低いが，桂部層よりやや千枚岩質で，3 部層は相互に構造関係にあるだろう．本部層では，西側の主部で ENE-WSW の褶曲があり，槇―唐岩では NE-SW に変化し，八代北西部から東側では E-W 方向をとり，唐岩―八代北西部の間で構造上の違いができている．断層によって 2 地塊に分かれるものと思われる．

大利部層は本地域の中軸部に広く分布する波川層で，一般に ENE-WSW の走向が優勢で，局部的には NE-SW•NW-SE または E-W などの部分もある．鏡川流域の中平から東部の大利にかけては多くの蛇紋岩の岩脈に貫かれ，また断層で切断され，多くの小地塊に分かれる．

内野部層はいわゆる御荷鉾構造線の南側の千枚岩質ないし千枚岩となった波川層で，一般走向は多少の幅をもって変化するが，全体として ENE-WSW 方向をとる．

手取の南東の谷では，内野部層に逆転構造がみられる．そこでは走向が N65° E で，傾斜は 65° S であるが，級化層理によって地層が逆転したものである．親川内の内野部層にも逆転構造が認められ，これを第25図に示す．

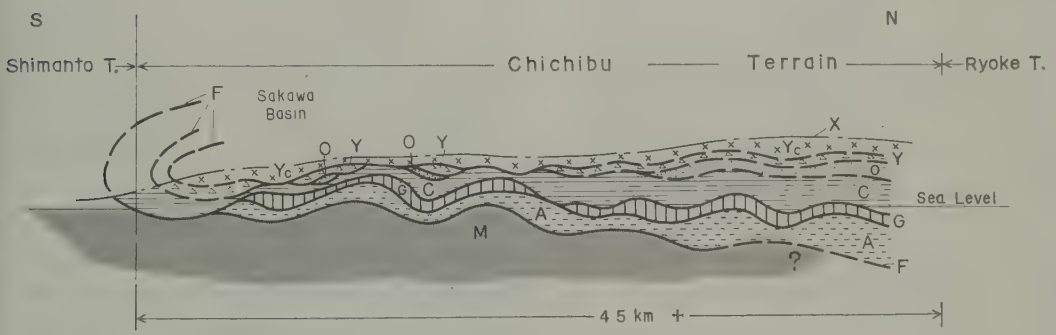
吾北部層は西津賀才断層の北側の波川層で，内野部層とは変成度が高いことを除けば，本質的な差はない．西津賀才断層の北側には南側の内野部層と同様に，断層に平行な多くの小褶曲が見られる．吾北部層は断層に平行な小褶曲をくり返しながら，全体としては北に 30－65° N で傾き，内野部層は全体として南に傾く．西津賀才断層はこれら多くの小褶曲からなる複背斜の頂部に発達する．吾北部層は級化層理によって，地層が逆転している．

吾北および内野両部層からなる波川層は西津賀才断層の位置で複背斜をつくり，その両翼部で地層が逆転している．この複背斜は構造的には見かけ[12]の関係で，地層

S：砂質千枚岩.
A：泥質千枚岩.
A_0 と S_1 との間で，粒度が急変し，S_1 と A_1 との間では漸移的に粒度が変化する．A_1 と S_2 との間も境は明瞭で，S_2 と A_2 との間も漸移する．級化層理でみると地層は逆転している．ここでは層理面は片理面と一致し，走向は N10–30°E，傾斜は 35°E である．

第25図　内野部層にみられる逆転層（鏡村親川内）

Overturned Strata of the Uchino Member (Hakawa Formation) in Oyakochi, Kagami-mura.



Yc：横倉複合岩類	Yokokura Complex
Y：横倉山層群	Yokokurayama Group
O：越知層群	Ochi Group
C：鎌井田層	Kamaida Formation
G：楠神層-土佐山層	Kusugami and Tosayama Formations
A：波川層	Hakawa Formation
M：中生界	Mesozoic strata
X：背斜軸	Anticlinal axis
F：衝上断層	Thrust fault

第26図　推し被せ構造によって逆転された地層の模式断面図

Idealized Profile from the Sakawa Basin to the southern area of the Sambagawa Terrain, showing the tectonic relations of the isoclinal anticlinorium with overthrusting

の逆転は層位関係を示すものである．この双方から層位的には複背斜は裏返された見かけの複背斜で，正しくは複向斜なのである．

3.1.6 衝上地塊相互の関係

衝上地塊群を構造上の順に上から順に並べると，(1)先シルル系横倉複合岩類，(2)シルル系-デボン系横倉山層群，(3)上部デボン系越知層群，(4)上部石炭-中部二畳系鎌井田層，(5)下-中部二畳系土佐山層，(6)上部石炭-中部二畳系楠神層，(7)中-上部二畳系波川層となる．このうち，(1)—(3)は全体が逆転し，古い地塊ほど上位にあるだけでなく，それぞれの地層も逆転し，“見かけの下位は層位学的上位を示す”ことは前にのべた．

(4)—(6)は必ずしも古いものから順に重なるとはいえないが，土佐山層は楠神層の石灰岩にとむ部分であり，楠神層の衝上地塊には上部石炭系だけでなく，下部-中部二畳系および中部二畳系などの衝上片があるので，土佐山層も石炭系-二畳系として，一連であったが，土佐山亜帯衝上片が二畳系の部分であるにすぎないとする見方ができる．

前にのべた局部的な衝上のめくり上りの例外を除くと，常に鎌井田層と波川層とからなる衝上地塊の間にはさまれる．朝倉や小浜（鏡村）などでみられるように，蛇紋岩は波川および楠神両層を切るにもかかわらず，時としては鎌井田衝上片によって覆われることがある．このような例は咫内・宮ノ奥東部・成山東方・針ノ木北方・上里付近でみられ，波川層や楠神層の鱗片をふち取る蛇紋岩は鎌井田層の鱗片におおわれて，局部的に蛇紋岩の露出が断たれる．この蛇紋岩は単に岩脈となって貫入したのではなく，衝上地塊の転位に際して衝上断層にもみ込まれ，また衝上断層に入り込んだものが衝上地塊の転位を助長したことを暗示する．波川層に楠神層が衝上し，蛇紋岩は両衝上地塊などの衝上面に貫入した後，鎌井田層の鱗片（少なくとも一部）が転位したことがわかる．

波川層に対する鎌井田層の衝上破砕帯は常に楠神層の衝上破砕帯より規模が大きい．このことは波川層に対する鎌井田層の転位は楠神層のものより大きい，すなわち鎌井田層が楠神層よりも遠くから衝上地塊となってもたらされたことを示すであろう．

南部地域では良好な露頭がないので，正確な断定は下せないが，北部で見る限りでは，楠神および波川両層は全体として地層が逆転していると結論できる．波川層については10数カ所，楠神層では数カ所の露頭で逆転が確認され，そのうちの幾つかは褶曲の両翼についても見られることであって，局部的な現象ではない．資料は必ずしも豊富でないので，今後の研究にまたなくてはならぬにしても，むしろ正常位の堆積構造の存在することが未発見であった．鎌井田層の堆積構造は明らかにできないので，正逆は判別できなかったが，楠神および波川両層が逆転しているので，鎌井田層も逆転したものと考えられる．

これらの点を加味して大局的には，上から複合岩類・横倉山層群・越知層群・鎌井田層・楠神層－土佐山層および波川層の順で古いものから新しいものが重なるとともに，それぞれの衝上地塊も見かけの上位が層位学的下位を示し，全体として地層が大規模に裏返されている．このことは単に局部的な地層の擾乱によったものでなく，大規模な地層の推し被せに伴ったものであろう．

第26図は北から南に向かった推し被せ構造の模式断面図である．鎌井田・楠神および波川3層間には衝上断層に伴って，これより規模の小さい衝上群が派生され，そのために各層内に幾つかの亜帯をつくり，さらに鱗片構造が形成された．この図は簡略化したので小衝上は示さなかった．

各層間にみられる小褶曲は多数なので，地質図を簡略化するために示さなかった．

3.2 時代未詳の岩類

3.2.1 蛇紋岩

衝上地塊の衝上面にはしばしば蛇紋岩が貫入し，断層の直接観察が不充分となるが，その反面に蛇紋岩を追跡することによって古生界などにつくられた衝上鱗片を確認することができた．

川内谷南部・青去・九頭し鍛冶屋・枝川付近などでは多くの小鱗片の周囲をふち取る蛇紋岩が連続しており，咫内・上里および柴巻付近では楠神および波川両層に貫入し，しかも樹枝状に分岐している．

東部地域では域内で2列になって蓮台から鹿敷と柴巻から中平付近にのびるものは東隣りの地域で合し，この2脈のものが東へ向かい，北脈は数 km，南脈は10 km 位連続している．しかも柴巻付近での観察によれば最下位の波川層（大利部層）の下位に向かってもぐり込んでいる．

域内ではかなり大きい蛇紋岩は江尻から宮ノ谷西部までに達するものがあり，小規模な岩脈は随所に認められる．これらは地質図上では東部の蛇紋岩とは別個のものであるが，衝上鱗片の周囲をふち取るものとしてみる時は常に同一衝上地塊群の衝上面に貫入し，その根源は同

12) 地層が大規模な横臥褶曲をつくり，横臥して南に倒れた部分の中-小規模の褶曲は見かけの背斜は正しくは向斜で，見かけの向斜は正しくみると背斜に当たる．

じとみられる．

蛇紋岩は衝上断層にそって貫入した一部が中生界と接するが，中生界に貫入したものはない．域外西方の越知橋ぎわの衝上破砕帯には蛇紋岩の小礫が見出されている（河合，1971）．したがって推し被せ構造がつくられる初期の段階において，蛇紋岩は古生界や複合岩類中に侵入し，推し被せ構造の発達につれて生成された衝上面に再び貫入し，それが衝上の進行に引きづられて中生界に接するに至ったのであろう．

3.2.2 斗賀野層

本層は虚空蔵および南込山両部層に衝上される．南込山部層との直接の関係は確認されていない．虚空蔵部層と斗賀野層との関係は第13図に示されたように諸所で衝上関係が確認され，また両層の境は各所で追跡されている．たとえば，南域の渋川・福田および清滝山北方などにみられるように地窓があって，虚空蔵部層の下位から斗賀野層が現れ，両層の境をもって両層の見かけの褶曲軸が喰違っている．

斗賀野層の砂岩には石英質ないしアーコーズ質砂岩が多いが，南込山部層のものはいわゆるグレイワッケ質のものが多いので，大局的には分帯が可能だが，露出はかなり不良なので，正確を期し難い．これは四万十累層群の場合も同様である．

斗賀野層の褶曲も大局的には南込山部層および四万十累層群の褶曲と調和的である．

戸梶南方では ENE-WSW，渋川付近から東では湾曲して東にのび，八田付近から E-W に変化している．これは虚空蔵部層の褶曲とも大局的にはほぼ並走し，四万十帯の春野累層の褶曲とも調和的である．とくに，清滝北方の斗賀野層中の向斜と背斜との東方延長は天崎を通る四万十帯の飛石層中の向斜と背斜とにそのまま連なるようにみえる．

域外南方の土佐市神谷および静神北方には虚空蔵部層の地窓や半窓から斗賀野層が露出し，四万十帯の飛石層と直接に接するところがある．露出が不充分なので両者の直接の関係は確認できないが，岩質および構造上には著しい差異は認められない．

斗賀野層は虚空蔵および南込山両部層の衝上地塊で広い範囲に亘っておおわれ，地窓から断片的に現れるにすぎないので，詳細な地質構造は不明である．また，化石の産出がないので，地質時代も決定することができない．他方において化石の産出がない四万十帯の春野累層の岩質と地質構造は斗賀野層の岩質と地質構造とによく似ている．現在の段階では明白にはいえないが，少なくとも斗賀野層の一部には飛石相当層が含まれる可能性があると考えられる．

3.3 秩父帯の中生界

3.3.1 蔵法院層群

本層群は古生界などの衝上地塊の下位から地窓の部分に露出する．

前にものべたように蔵法院の南側に ENE-WSW 方向の背斜があって，その北翼部が蔵法院に現れる．域内では南西部に3つの小露出があり，東域ではやや広い2カ所の露出が見出される．蔵法院では走向が N75－85° E で，40－65° N の傾斜を示し，横山谷では走向が N85° E で75° N の傾斜が認められた．この東方の奥名では ENE-WSW にのびる本層群の北端部に，ほぼこれと並走する小向斜があって，その南側に小背斜と小向斜とがある．

南に隣接する域外にみられる背斜の南側には鳥巣（斗賀野）帯の鳥巣層群が蔵法院層群に不整合でのるが，北翼部に当たる本地域内の蔵法院層群の上限は不明である．けれども耳飛田（長竹）帯の鳥巣層群の南翼部は横山で川内谷層群（？）を不整合に覆い，また東部の枝川南部では蔵法院層群から約 500m の北側に上部川内谷亜層群が露出し，北に傾斜する．

したがって，本地域内の蔵法院層群も衝上地塊の下位において，南側の鳥巣帯の鳥巣層群との間に背斜構造をつくっているであろう．それは東部でバーガ森―城山を結ぶ線と推定される．

3.3.2 川内谷層群

川内谷層群からは諸所に化石が産出するが，地層が錯雑されているので，化石帯による区分は難かしい．

下山付近の川内谷層群は南側に耳飛田帯，北側に介石山亜帯の鳥巣層群があって，北側では不整合関係が認められ，南側でも不整合関係と推定される．したがって下山―竜石を結ぶ複背斜が推定される．

川内谷付近では3本の NNW-SSE 方向の断層で川内谷層群は切断される．そして北側には大奈路・中軸部には乙川支帯の鳥巣層群の堆積がみられる．そのために川内谷層群は2列になっている．したがって北列の部分には奥ノ峯および大奈路南部に複背斜，南列の川内谷および奥畑の川内谷層群にも複背斜があると推定される．

下山付近の川内谷層群には土讃線付近から *Halobia*, *Tosapecten* または *Myochonca* を産し，その北側から *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica* が知られる．下山の南の金井谷にも入口付近に *Monotis* (*E.*) を産し，その南側に *Halobia* が産出する．金井谷南部では背斜が確認されるが，それ以北では走向が N85° E または N85° W で，45－80° N の傾斜を示す．これらを総合すると土讃線付近に背斜，そ

の南側に向斜があって，双方が北に向かって傾く．最も南側の背斜も東部（天神谷付近）で背斜軸は北に傾いている．したがって，下山付近の川内谷層群は2つの背斜と1つの向斜からなる複背斜をつくる．

この東方の竜石付近では，川内谷層群中に北から背斜・向斜・背斜および向斜が認められ，全体として複背斜が形成される．この複背斜は下山の複背斜の延長部とみられる．

竜石の東方には鳥巣層群を間にはさんで，その北東側にも川内谷層群が分布する．すなわち，大和田付近にはほぼ東西にのびる3つの背斜と2つの向斜があり，岡端を通る向斜部に鳥巣層群が東に向かって入りこむ．

西部の川内谷奥ノ峰および大奈路南部には北に傾く転倒背斜があって，その北側では大奈路亜帯，南側には乙川亜帯の鳥巣層群により川内谷層群が覆われるが，その南側の川内谷層群には2つの転倒背斜と1つの転倒向斜があることが化石および地層の走向および傾斜から判断される．ただし，奥畑では乙川亜帯の鳥巣層群の南側には1背斜しか見出されていない．

東部の枝川付近には川内谷層群の小露出は7カ所知られ，いずれも古生界または横倉複合岩類の下位の地窓から現われる．断片的に露出するので，全体としての構造の詳細は判らない．南から北東に向かって，*Monotis* (*Entomonotis*) sp., *Halobia* sp., *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica eurachis*, *Halobia* sp. の順で化石が見出されている（山内・平田，1936）．おそらく川内谷層群は小褶曲をくり返し，背斜部を *Halobia-Tosapecten* 層が占め，向斜部に *Monotis* (*Entomonotis*) 層が露出するのであろう．

小林（1931 b）は下山付近の川内谷層群に逆転構造の存在することを推定した．また，小林・青地ほか(1940a)は川内谷北方および下山付近に逆転構造の存在することを指摘した．それによると，北から南に向かって古生界が衝上し，そのために川内谷層群は逆転されて，さらに南側の耳飛田帯の鳥巣層群の上に衝上したとみなされた．Kobayashi（1941）・小林（1950, 1951a, ほか）は上述の考えに立ち，本地域の古生界および中生界の擾乱は激しいが，衝上地塊は余り遠くからもたらされたとは考えなかった．甲藤・須鎗ほか（1956 b）は川内谷付近で，甲藤・須鎗（1956 c）は東方域外の物部川流域で，三畳系の複雑な構造を地塊運動で説明し，前のものは衝上断層の存在を否定し，後のものには小規模の衝上断層があるにすぎないとしている．

これに対して，筆者は本地域内には露出していない基盤の上に蔵法院層群・川内谷層群がのり，さらに鳥巣層群が不整合に重なっていたが，北方から大規模な推し被せ構造によって，かなり遠く離れたところの古生界などが衝上地塊となって転位してきた．その推し被せに伴って川内谷層群に逆転構造ができたと解釈するのである．

耳飛田帯の鳥巣層群は耳飛田付近において基底礫岩が認められていない．基底礫岩は元来存在しなかったかも知れないが，川内谷層群が激しく擾乱したため，小林・青地ほか（1940）が指摘したような衝上運動か，または地層の辷りによって鳥巣層群の基底礫岩の一部が失われた可能性も考えられる．

妹背峠の北の川内谷層群には東西性の背斜がある．平田（1958）によって発見された *Monotis* (*Entomonotis*) はこの背斜の北翼部から産出するが，南翼部からは未だ発見されていない．

川内谷層群は古生界などの衝上地塊に覆われ，さらに衝上面に貫入した蛇紋岩にもかくされるので，露出はかなり断片的で，詳細な地質構造の解明をさまたげている．

3.3.3 七良谷層群

域外南方の鳥巣帯の鳥巣層群の基盤を構成し，域内では石田から南ノ谷まで連続し，その東は池ノ内および槇山に断片的に現れる．石田では北限に近い部分に背斜，中軸部に向斜，南限に近い部分に背斜があって，褶曲軸は分布の方向とほぼ並行して東方にのびる．

3.3.4 鳥巣層群

本地域の鳥巣層群は東部では1帯，中部では3帯に分かれて分布する．西部では，中・南両帯は南方にのび，北帯は西にのびて2列に分岐する．南帯を鳥巣帯，中帯を耳飛田帯，北帯を介石山帯とよぶ．西部で2列に分岐する介石山帯の南列を乙川亜帯，北列を大奈路亜帯とよぶ．

1) 鳥巣帯

本帯の鳥巣層群は域外南方の鳥巣付近を標式地とし，南西から域内に入り，戸梶に達し，一旦とぎれるが，沖名から東に向かい，槇山から東方は高知平野の下に伏在する．域外の鳥巣の西では佐川町古畑まで連続するが，それから先は断片的になって南西に向かう．

本層群は南限で，七良谷層群を平行不整合に覆うが，北限は一般に古生界などによって衝上され，蔵法院のすぐ南の域外では蔵法院層群を不整合に覆っている．

域外南方の鳥巣層群には厚さ数10ないし200 mの石灰岩が1ないし数列分布し，一般に連続性にとむ．筆者の観察によると主要なものは1層で，褶曲や断層でくり返されている．本地域の南部にみられる3層もおそらく1層が繰返して現れるものであろう．戸梶付近の石灰岩は3列認められるが，北に傾く転倒した向斜および背斜を

くり返したと思われる．

本層群は石田から東の大内に至る間ではそれぞれ2つずつの小向斜と小背斜とによって擾乱される．その東方では露出がよくないので詳細は不明だが，向流一槇山を結ぶ向斜構造がみられる．

本層群は広範囲に亘って衝上地塊に覆われて詳細は判らないが，域外の蔵法院で蔵法院層群を不整合に覆うことが確認されるので，戸梶から槇山をへて東に向かう鳥巣帯の本層群の北側の基盤は蔵法院層群と推定される．したがって，北側の蔵法院層群と南側の七良谷層群との間で複向斜を形成するであろう．

2） 耳飛田帯

本帯の鳥巣層群は複向斜が形成されており，本地域では荷稲東部（ムクロジ）から鹿児および一部は宇井までほぼ ENE-WSW にのびる．末満谷にはそれぞれ2つずつの背斜と向斜とがあって，最も南側の背斜部に横山の川内谷層群があるので，ムクロジの南側にはもう一つの向斜が伏在して，その南側の蔵法院層群に不整合関係でのるものと思われる．本帯の南側および東側は桂部層や宮ノ谷部層，西側は東浦部層などの衝上地塊でかくされているので詳細は判らない．末満谷の入口付近には伊野および桂両部層によって衝上されていて，鳥巣層群の北部の一部は衝上地塊でおおわれる．末満谷の南側に見られる2つの向斜と1つの背斜は ENE-WSW 方向にのびるが，九頭にはさらに1組の向斜と背斜がある．これらの褶曲は非対称で，南翼部は北翼部よりも一般に急斜する．本帯の鳥巣層群には北側の川内谷層群と並走する褶曲があり，川内谷層群の褶曲は北に傾く転倒褶曲であるのに対し，本層群のものは非対称の程度にとどまる．それ故に，川内谷層群よりも本層群の擾乱の程度は低い．

3） 介石山帯

耳飛田帯と介石山帯との間には複背斜があって，ここに川内谷層群が露出する．その北側には，川内谷層群を不整合におおって介石山帯の鳥巣層群とこれに重なる白亜系諸層群があって，宮ノ原を通る東西方向の軸をもつ複向斜の形成がある．

南側の川内谷層群の複背斜には1つの大向斜があって，ここにも鳥巣層群が分布する．

介石山帯の主部を介石山亜帯，介石山亜帯の西方延長部を大奈路亜帯とよび，その南側の川内谷層群の大向斜部にみられる鳥巣層群は乙川亜帯である．

a　介石山亜帯

本亜帯の鳥巣層群は越知盆地の白亜系の複向斜に対して，構造形成に参加し，その南東側に露出し，有ノ木から岡端まで分布する．本層群の南側には下山から竜石に至る川内谷層群の列と，これより少しずれた大和田付近の列とがあって，ともに鳥巣層群の基盤となっている．

本層群には白亜系の複向斜と川内谷層群の褶曲にほぼ調和した褶曲が形成される．

川内谷層群と本層群，本層群と上にのっている領石層群との褶曲は大局的には並走するが，部分的にみると多少ずれたり，褶曲軸の方向が緩く斜交することもある．

さきにのべた2列の川内谷層群の間の向斜部に平野―岡端の鳥巣層群は半盆状構造をつくって入り込むが，これは宇治谷から岡端に至る中規模な向斜構造の末端部を占める．

他の地層の褶曲と斜交する褶曲は宇治谷および岡端付近で顕著である．このような現象は川内谷層群から領石層群にいたる間の地層の堆積および構造形成は大局的には一連の地質現象であったが，時代の経過につれて堆積盆地の中心が移動したものと考えられる．

鳥巣層群にみられる小褶曲は一般に非対称で，南傾斜は緩く北傾斜は急な傾向がある．全体としては北に傾く．

b　大奈路亜帯

介石山亜帯の鳥巣層群は西の延長部で断層で断たれ，大奈路に転位する．これが大奈路亜帯であり，飯ケ森の西側で断層によって転位して女川南部，さらに断層で転位して中山に現れる．全体として，比較的に緩く北に傾く単斜構造をつくる．

中山では本層群は波川層の桂部層および横倉複合岩類に衝上され，露出はきわめて小さいが，ほぼ走向は東西で，北に傾斜し，西の延長は複合岩類の下にもぐる．

c　乙川亜帯

大奈路亜帯の南には川内谷層群が複背斜をつくる．複背斜のうちの大向斜部に鳥巣層群が向斜をつくって分布する．市瀬西部のもの，これが断層で少しづれて乙川谷上流に現れ，さらに転位して奥畑に見出されるものを乙川亜帯である．

本亜帯の鳥巣層群は大奈路亜帯のものが褶曲によって繰返して乙川亜帯となって現れるものである．

3.3.5　白亜系の諸層群

1） 越知盆地

白亜系は最下部の柳瀬川層群の分布地帯を見かけの中軸とした複向斜を形成し，その両側で多くの小褶曲によって擾乱される．その南北両側の白亜系はどの地層でも厚さの変化は余り著しくない．そして一般に白亜系の内部には平行不整合はみられるが，上下両層の間には著しい地層の斜交性はない．ただ上部物部川層群の基底礫岩が平野北方山地で厚くなり，かつ広い分布をするのが例

外である．

ところが褶曲をくわしく調べると，上下の地層の間に少しずつ喰違いがあって，部分的には双方の地層の間の褶曲軸に喰違いができている．その著しい例は宇治谷付近・黒瀬・瑞応北方などで見られる．

宇治谷入口の領石層群の小向斜部は鳥巣層群の小背斜部と斜交し，褶曲による地層の湾曲のために領石層群の下限は不整合面で区り，部分的に断層ができている．

見かけの複向斜の北翼部では，黒岩層群の分布の幅は広い．もっと北西側では，下位の領石・下部物部川および上部物部川層群とともに地層が逆転している．したがって柳瀬川層群を除く白亜系の 4 層群には柴尾・黒原・四ツ白を結ぶ転倒向斜があり，これが 4 層群の複向斜となっている（地質断面図参照）．この転倒向斜の南側には柳瀬川層群との間に幾つもの小褶曲が認められる．

越知盆地の白亜系の北限は小林（1931 b，1950，ほか）の黒岩衝上で，その影響をうけて北縁部の地層は逆転したと思われる．この衝上は主として鎌井田層の南限で示されるが，楠神層や波川層の鱗片も見られ，3 衝上の複合したものといえよう．

城内の越知盆地の北西部で古生界の南限の黒岩衝上が白亜系の複向斜とほぼ並行するのに対して，東側の仏峠・清宝山・井ノ峰・木屋ガ谷を結ぶ線で白亜系と衝上地塊群とが境される．白亜系の東限は白亜系の褶曲と著しく斜交する．

越知盆地の南側にも衝上地塊があり，白亜系の分布地域内にも幾つかのクリッペがある．瑞応や日高村平野には横倉複合岩類が見出され，平野のものには蛇紋岩が伴う．平野の複合岩類の近くや介石山の北斜面には横倉山層群と鎌井田層，女川・庄田・清宝山・岩目地には鎌井田層，楠原には楠神層のクリッペが認められる．

白亜系の南側の三畳系やジュラ系にのるクリッペは20をこえて見出されている．したがって白亜系は三畳系やジュラ系とともに，古生界や複合岩類の衝上地塊が削剝されたところである地窓や半窓から露出したものである．

大局的に，中生界の分布と褶曲とはほぼ並行であり，複合岩類や横倉山層群などの分布の方向も中生界の褶曲の方向と似ている．これは衝上地塊群全体の衝上波面の山ののびの方向が中生界の褶曲方向と似ていることを意味するだろう．

中生界の擾乱を概観すると，古い地層ほど激しく褶曲し，白亜系の諸層群についても古いものほど激しく褶曲し，新しいものは擾乱の程度が低い．

2） 高知市北西部（高知盆地）

尾立の東方に分布する白亜系にも東西性の複向斜がある．この付近の白亜系の北限は小林・井尻（1936）の鴻森衝上[13]で，白亜系の北側に横倉複合岩類・横倉山および越知両層群からなる衝上地塊がのり，また西から南西

13） 小林・井尻（1936）は河野森衝上とよんだ．

S：採石場に向斜構造がみられる．

第27図 飛石砂岩層の向斜構造（三滝ガ森東部）

Synclinal Structure of the Tobiishi Sandstone Member (Haruno Formation) in the eastern part of the Mitakigamori, Haruno-machi.

側にかけては複合岩類・鎌井田層および楠神層からなる衝上地塊群が接する．

高知盆地の白亜系の北西部に当たる域内東部では，一部で領石層群が鱗片をつくり，NE-SW 性の褶曲軸がある．その南東側には下部物部川層群が，上位の上部物部川層群（和田層）とともに東西性の向斜を形成する．下部物部川層群の下部に当たる北縁部では北側の衝上の影響をうけて地層が逆転している．

域外のすぐ東側には和田層の上に樋ノ口層がのって，向斜の中軸部を占める．上部物部川層群下部の和田層の向斜部よりも上部の樋ノ口層の向斜部は少し南にずれている．

樋ノ口層の南限は衝上断層で，南側には複合岩類とそれを不整合に覆った更新世万々層とがあるが，両者の上に樋ノ口層が衝上する．これが甲藤（1969 a）の万々断層であり，域外の中万々には走向がN55° E，傾斜が40° Nの衝上断層の露頭がみられる（河合，1973 c）．

3.4 四万十帯の中生界

四万十帯は仏像線の南側の中生界ないし新生界の分布地帯である．

本地域の四万十帯の北限には春野累層があり，前にのべたように春野累層は仏像線の北側の斗賀野層と層序的に近縁である．

3.4.1 春野累層

南西方域外仏像付近から仏像線の南側にそって地域内に入り，南東部に現れる．

本累層の南限は衝上断層で堂ガ奈路累層にのっている．

荒倉泥岩層は本累層の鍵層となって，仏像付近から本地域内までよく連続する．域外でも WNW-ESE または NW-SE 方向の断層で少しずつ転位されるが，域内では清水・長坂・小妻および十田を通る断層で転位されている．

本累層の下部を構成する弘岡互層は一般に走向がN 70° W から N55° E の間に変化し，全体としてほぼ東西に走る．傾斜は55－85° Nのものが多くて急斜するが，逆転して90－70° Sのものも幾つか認められる．逆転した部分を除くと，北傾斜のところで級化層理は正常位を示す．

荒倉層に整合する飛石砂岩層は北限で仏像衝上によって虚空蔵部層と接する．飛石層には飛石付近でほぼ東西にのびる向斜，すぐ北側に背斜があって，全体として北に傾く．

第27図に三滝ガ森東部の向斜を示す．

これらの褶曲軸は断層によって若干転位している．

4. 地殻変動に関する考察

4.1 秩父帯の地殻変動

西方域外で明瞭にされたが，横倉複合岩類を横倉山層群は不整合に覆い，越知層群はさらにこれらを不整合に覆っている．そして全体として，地層が大規模に逆転している（河合，1971）．

上部石炭-二畳系の鎌井田層および楠神層，下-中部二畳系の土佐山層はいずれも海底火山の噴出と密接な関係にある．これに対して下－中部二畳系波川層は古期岩層に由来する砕屑堆積物である．前の3者に対して波川層は二畳系に限ってみれば堆積区を異にしている．石炭-二畳系の衝上地塊は横倉山および越知両層群の構造上の下位に，鎌井田・土佐山・楠神および波川の各層の順で，下位の中生界の上にのっている．部分的には必ずしも古いものから順に若い地層が重なっていないが，全体を通観すると古い地層が見かけの上位にある．域外北東方の繁藤地域で認められたが，波川相当層に鎌井田および楠神両層が衝上した場合に，衝上面にそった破砕帯は楠神層と波川層との間のものは余り顕著でないのに対して，鎌井田層に衝上された波川層の破砕帯はきわめて著しい（河合，1973 b）．このような事実は本地域内でも普通にみられる．これは楠神層の衝上地塊よりも鎌井田層のものが一層遠くからもたらされたことを暗示する．

横倉山地域で認められたところの，横倉複合岩類・横倉山層群および越知層群の衝上地塊群の間の逆転構造（河合，1971）は本地域においても裏付けられた．

この3地塊群の下の鎌井田・楠神・土佐山および波川の4層も大規模な逆転構造に参加するだろう．これについて，若干の検討を加える．

土佐山層は石灰岩にとむが，かなり輝緑凝灰岩を含んでおり，楠神層の石灰岩相とみることができる．そうすると衝上地塊群は構造上から鎌井田・楠神―土佐山および波川の諸層は地層は古いものから新しいものの順で重なる．

鎌井田・楠神―土佐山および波川層を分帯してみると各衝上地塊は中規模や小規模の鱗片に分かれている．古―新の順序が必ずしも正しくないことは鱗片の生成に際して順序が狂ったものと思われる．しかし，鎌井田・楠神―土佐山および波川の各衝上地塊の順を狂わすまでには至らなかった．

したがって，大規模な推し被せは，横倉複合岩類を核心として，古生界が大規模な横臥複背斜を形成して，全体が擾乱された中生界の上にのっていることになる．

横臥背斜の下半部を構成する鎌井田・楠神・土佐山および波川の4層はいずれも地層が逆転しなくてはならない．このうちの鎌井田および土佐山両層については地層の逆転をたしかめることができなかったが，波川層については10数カ所，楠神層については数カ所で級化層理からみて地層の逆転がたしかめられた．他の露頭では級化層理による判別ができなかったが，認められた範囲では地層が正常位のものは見出されていない．

鎌井田・楠神および波川の3層を幾つかの部層に分けた．これらのうちの多くのものは相互に地質構造が異なる．また同じ部層のうちにも地質構造の違いによって小衝上のために分断されることもある．とくに蛇紋岩の岩脈を追跡することによって各部層にも多くの小鱗片が存在することが認められた．蛇紋岩の岩脈のうちには，構造的に下の地層を切り，上の衝上地塊で覆われるものがある．これは衝上地塊の転位が多少の時期的なちがいがあることを意味する．衝上地塊片相互の間には時間的なずれとともに，転位量の大きさのちがいもあったのであろう．

波川層の礫岩には横倉複合岩類や横倉山層群からもたらされた岩石が含まれる．鎌井田層や土佐山層，またはこれらの相当層からもたらされた岩石も見出される．石炭－二畳系はかなり厚く，しかも内部に不整合が見出されないのにかかわらず，上部二畳紀の地層には連続性に乏しいがかなり顕著な礫岩が見出されることは，礫を供給した地層は二畳紀末期にすでに露出していたことを示す．

前にのべたが，衝上地塊は北から南に向かい，波川・楠神―土佐山および鎌井田の各層の順で，それらの根源はへだたっていたはずである．

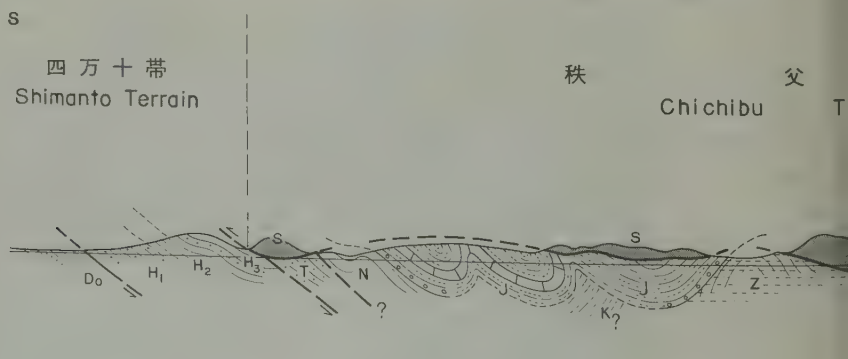
はるか北方の西南日本内帯には陸成ないし浅海成の上部三畳系があり，これには南側の陸地から物質が供給され，その海は北方に開かれていた（河合，1957，1963ほか）．本地域の中生界は北側に陸地があって，南方に開かれた海に堆積したものである．したがって，内帯と秩父帯との間には障壁(Barrier)が存在していた．これが本地域にみられる衝上地塊の根源であろう．

蔵法院および川内谷層群には黒雲母片が多く見出される．川内谷層群の礫岩には花崗岩の小塊や横倉山層群のものと思われる淡緑色凝灰質岩の小岩片がある．これらは古期岩類からなる隆起帯からもたらされた．

七良谷層群は石田から南ノ谷にかけて，石英質ないしアーコーズ質粗粒砂岩にとむ．泥質石灰岩には横倉山層群のものと思われる緑色岩片が見出される．

鳥巣層群は南限で七良谷層群を平行不整合，北側では蔵法院および川内谷層群を不整合に覆う．したがって，鳥巣層群堆積前には大規模な削剝を伴った隆起があった．南部ではチャート礫，北部では花崗岩礫や緑色岩片が顕著な基底礫岩がある．鳥巣層群にも大川内から中ノ谷に亘った砂岩には石英質ないしアーコーズ質のものが多い．

領石層群は鳥巣層群を不整合に覆うが，一部では赭色岩を含み，植物化石にとむ非海成層で，介石山では半鹹半淡棲貝化石を含む．石英質ないしアーコーズ質砂岩が



S：衝上地塊　Thrust sheet
Z：蔵法院層群　Zohoin Group
K：川内谷層群　Kochigatani Group
T：斗賀野層　Togano Formation
N：七良谷層群　Naradani Group
J：鳥巣層群　Torinosu Group
R：領石層群　Ryoseki Group

第28図　秩父帯南部－四万十帯北

Generalized cross section of the southern half of the Chichibu Terrain and the

とくに顕著である．層内礫岩には花崗岩礫や緑色岩片が含まれる．

下部物部川・上部物部川および黒岩の3層群の著しい基底礫岩には花崗岩や緑色岩が顕著に含まれ，互いに不整合関係で重なる．下部物部川層群・上部物部川層群および柳瀬川層群にもアーコーズ質ないし石英質砂岩がかなり顕著である．

このようなことは蔵法院層群の堆積期から柳瀬川層群の時期まで後背地に花崗質岩石，川内谷層群から黒岩層群までの間に横倉山層群（？）が存在したことを意味するであろう．

白亜系について構造上の重要な特質の1つは，柳瀬川層群は向斜構造をつくり，これより古い白亜系の見かけの向斜部を占めるが，実質は下位の黒岩層群は大規模な転倒向斜をつくっており，柳瀬川層群はその南翼部にのっている．したがって，ギリヤーク前期の地層と後期の地層との間には顕著な地殻変動が存在したことを示す．

このように中生界の諸層群にみられる層序関係・岩質変化・地質構造などは衝上地塊群が中生界の堆積中を通じ，間けつ的に転位してきたことを示すと思われる．とくに上部ジュラ系および白亜系中にみられる花崗岩などの顕著な礫岩の存在は横倉複合岩類が接近して露出しており，ことによると地殻が動揺していたであろう．

4.2 四万十帯の地殻変動

南方域外では鎌井田層の分布の南限は南に張り出して湾曲している．ここの鎌井田層（虚空蔵部層）の下位の地窓から露出する斗賀野層は岩相および地質構造からみて四万十帯の春野累層と類似する．ただし，ここでは両者の間に推定断層をおいて区別した．

春野累層は褶曲しているが，全体として北に傾く．本累層の構造上の下位を占める堂ガ奈路累層も全体として北傾斜である．

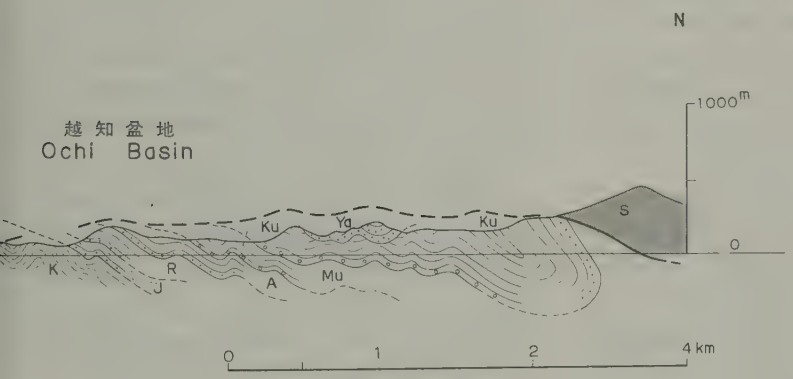
第28図に秩父帯の南域から四万十帯北部にわたる模式断面図を示した．

堂ガ奈路累層 Do は北傾斜なので，四万十帯の北限では深度が1,000mより大きいところにのびている．堂ガ奈路累層を同時異相の上部物部川層群 Mu は第28図によって南に延長させると，秩父帯と四万十帯との境ではおよそ 1,500m の高度またはそれ以上の高い位置にくる．堂ガ奈路累層の上限と上部物部川層群の下限との間には2,500m以上のずれが生じ，これは断層で転位した．

蔵田（1940—41）は本地域の南部を含む佐川盆地とその南方地域の研究において，秩父帯の中生界は四万十帯の中生界に移化することを論じた．一部の地層の地質時代はその後修正されているが，大要には誤りはないであろう．すなわち，秩父帯の中生界は非海成から浅海成層をへて，四万十帯の中生界の沖合相ないし地向斜性堆積物に移る．

堂ガ奈路累層には先宮古世の春野累層 H_1-H_3が衝上する．春野累層の南北の幅は少なくとも3 km はある．神原谷の南方域外の地床谷では四万十帯の北限の春野累層の北縁にごく小さい堂ガ奈路累層の小露出[14]がある．したがって，四万十帯の地層は地床谷の四万十帯の北限をこ

14) 蔵田（1940-41）は堂ガ奈路累層とみられる石灰岩を見出している．



A：下部物部川層群 Lower Monobegawa Group
Mu：上部物部川層群 Upper Monobegawa Group
Ku：黒岩層群 Kuroiwa Group
Ya：柳瀬川層群 Yanasegawa Group
H_1-H_3：春野累層 Haruno Formation
D_0：堂ガ奈路累層 Doganaro Formation

部の中生界の模式断面図

northern area of Shimanto Terrain, showing the geologic structure of the Mesozoic.

えて秩父帯の方にかなりの距離まで拡がっていた可能性がある．ところが地床谷の堂ガ奈路累層と神原谷南方の鳥巣層群との距離はわずかに1.5 km，その西方域外の山ノ神層（下部または上部物部川層群）と四万十帯の北限との距離も約1.5 km，日高村平野の上部物部川層群の南限と四万十帯の北限の距離はおよそ 4.5 km にすぎない．

これらのこと，すなわち秩父帯の中生界と四万十帯の中生界との間には，(1)非常に大きい落差のある断層があり，(2)水平的に余りへだたっていないにもかかわらず岩相が甚しく異なること，(3)四万十帯の中生界には秩父帯の古生界が衝上する，という事実は秩父帯の古生界だけでなく，中生界も四万十帯に衝上したと考えられる．

四万十帯で地質構造が最もよく判っているのは九州で，ここには北から南に向かった多くの衝上群があって鱗片構造がつくられる．今井・木野ほか（1972）によると各衝上片は一般に北傾斜で正常位を示し，南側の鱗片が北側のものより新期の地層であるといわれる．

筆者は秩父帯では北から南に向かって大規模な推し被せ構造がつくられた際に多くの衝上群ができたが，それと並行して四万十帯の地層は南から北に向かって秩父帯の下位に衝入したものと考える．その衝入は北側が古く，漸次に南に波及して九州にみられるような鱗片構造が形成されたものであろう．

5．結　び

本地域の石炭－二畳系を岩質によって，鎌井田・楠神・土佐山および波川の 4 層として区分し，地質構造を解明することによって鱗片構造の存在を明瞭にした．横倉複合岩類－横倉山および越知両層群の構造上の累重関係の解明から他の古生界との関係を把握し，西方横倉山地域と同様に横倉複合岩類を核心とした大規模な横臥複背斜が古生界の地質構造を規定したことを認めた．

波川層に休場型礫岩が存在し，西南日本内帯と秩父帯の双方の上部三畳系が障壁でへだてられたことからみて，たぶん領家帯付近で上部二畳紀頃に隆起帯が生じたであろう．これが横臥複背斜のめばえと思われる．

中生界の岩相などを検討することによって，本地域で主要な地殻変動は鳥巣層群の堆積前の顕著な不整合で示される隆起から始まったものとみられる．秩父帯の鳥巣層群や白亜系諸層群は横倉複合岩類や横倉山層群から多量の物質を供給された．中生界のうち，古い地層は長い間，新しい地層は相対的に短い期間の擾乱をうけたにすぎないので，古いものほど激しく褶曲した．中生界における地層相互の間の不整合や粗粒な堆積物の存在は変動の激しさを示す．したがって地殻変動は段階的に進行した．

地殻変動の進行に伴って推し被せ地塊が次第に接近し，ついに本地域の中生界に衝上した．

衝上運動の完了は秩父帯でみる限りでは柳瀬川層群の堆積後であって，その上限は判らない．本地域の上部ジュラ系および白亜系は造山性堆積物（Synorogenic sediments）である．

西南日本内帯には南から北（または南東から北西）に向かう顕著な衝上運動があり，本地域の衝上運動とほぼ同時期に起った（Kawai,1961; 河合，1963, 1970 a）．したがって，本地域にみられる北から南に向かう大規模な推し被せの根源は，2つの衝上体の中間の隆起帯である．領家帯は本地域の北方で，西南日本内帯の南縁にあって，ここには衝上運動とほぼ同じ時期に生成された片麻岩類や花崗岩類が知られている．たぶん領家帯[15]は地背斜として大規模な隆起を生じたであろう．

秩父帯の古期の地層が中生界に対して，北から南に向かって推し被せ構造をつくり，四万十帯の中生界は秩父帯の下位に衝入した．相対的には秩父帯が四万十帯に衝上したことに相当する．このような南北両側からの圧迫が四万十帯の内部にも多くの衝上断層をつくったであろう．今井・木野ほか（1972）によって認められた九州南部でみられる衝上断層は多分南側の地層が北側のものの下に衝入したのであろう．

このような構造関係を考えると，秩父帯に分布する非海成－浅海成中生界と，元来かなり遠くにへだたって堆積したであろう四万十帯の地向斜性堆積物とが接近して露出することが容易に説明できる．

大規模な地殻変動の終息は本地域では正確な時期を決定することができない．四万十累層群は中生代から中新世初期まで引きつづいた一連の堆積物とみられ，その間には局部的なものを除いて不整合は存在しないと思われる．本累層群は中部中新統（宮崎層群など）によって不整合に覆われる．したがって予察的には，さきにのべた著しい地殻変動は中新世初期まで引きつづいたと考えられる．

15) 小林（1935-37, 1951 a），Kobayashi (1941) は地背斜の核心を三波川変成岩類と考えた．

文　献

新井房夫・端山好和・林　信悟・細矢　尚・井部弘・神沢憲治・木村喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋　冽・高橋武夫・武井晃朔・戸谷啓一郎・山下　昇・吉羽興一(1966)　下仁田構造帯．地球科学，no. 83, 8-24.

Bando, Y. (1964)　The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2 ser. (Geol.), vol. 36, 1–137.

江口元起(1951a)　鳥巣統のサンゴ類．日本三畳系の地質，132-145.

Eguchi, M. (1951b)　Mesozoic Hexacorals from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2 ser. (Geol.), vol. 24, 1–95.

福地成治(1941)　土佐国越知盆地の地質．地質学雑誌，vol. 48, 547-559.

浜田隆士(1959a)　西南日本外帯の含化石ゴトランド紀層．地学研究，vol. 2, 33-46.

————(1959b)　西南日本外帯のゴトランド系の層序と分帯．地質学雑誌，vol. 65, 688-700.

Hamada, T. (1961)　The Paleozoic group in Japan and its bearing on the Geological history. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 13, no. 1, 1–79.

Harada, T. (1890)　Die japanische Inseln., Geological Survey of Japan. 126 p.,

橋本清美(1932-33)　化石の佐川(1), (2), (3), (4)．我等の鉱物，vol. 1, 281-290, and vol. 2, 91-97, 129-134, 197-201.

————(1967)　土佐の地質（遺稿）．平田地質研究所，110p.

端山好和(1959)　三滝火成岩類に伴う片麻状柘榴石角閃岩．地質学雑誌，vol. 65, 80-89.

Hayami, I. (1966)　Lower Cretaceous Marine Pelecypods of Japan—Part III—. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 17, 151–249.

- - -and Kawasawa, K. (1967)　Some lower Cretaceous Bivalve from the Shimanto-gawa group of South Shikoku. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N.S. no. 66, 73–82.

平田茂留(1940)　四国物部川盆地西部の地質について．地学雑誌，vol. 52, 150-156.

————(1958)　四国中部の秩父帯に関する新事実．地球科学，no. 36, 21-24.

————(1964)　高知市およびその付近の地質，第1報鳥巣統．地学研究，vol. 15, 110-116.

————(1966a)　四国外帯の上部デボン系大平層について（予報）．同上，vol. 17, 102-105.

————(1966b)　高知県横倉山．同上，vol. 17, 258-273.

————(1971)　高知市北部山麓地域の地質，高知市およびその付近の地質，第2報．同上，vol. 22, 275-284.

————(1972)　変知県産領石植物．化石の目録と図集．第1集，平田地質研究所，81p.

————(1974)　高知県産中生代化石．同上，第2集．同上，101p.

Ichikawa, K. (1949): *Trigonucula* (nov.) and other Taxodont Pelecypods from the Upper Triassic of the Sakawa Basin in Shikoku, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 21, 267–272.

————(1950) *Sakawanella*, new Genus, and some other Pelecypods from the Upper Triassic Kochigatani Group in the Sakawa Basin, Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 7, 245–256.

————(1951) *Actinodontophora*, nov. and other Permian Mollusca from Katsura, in Sakawa Basin, Shikoku, Southwest Japan. Ibid. sec. 2, vol. 7, 317–336.

市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇(1953)　坂州不整合について．徳島大学学芸紀要（自然科学），vol. 3, 61-74.

————・————・————・————・————(1956)　黒瀬川構造帯（四国秩父累帯の研究Ⅲ）．地質学雑誌，vol. 62, 82-103.

今井　功・木野義人・太田良平・村上　篁・遠藤尚・金子弘二・神戸信和(1972)　20万分の1宮崎県地質図および宮崎県の地質と資源（説明書）．宮崎県，69p.

今村忠彦(1966)　高知県佐川町の下山石灰岩（二畳紀）から三葉虫の発見（短報）．地質学雑誌，vol. 72, 451-452.

石原呉郎(1931)　土佐国佐川盆地北縁部の地質構造と火成岩迸入との関係（演旨）．同上，vol.

38, 144-145.

石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児(1957) 四国上八川—伊野間路線に沿う秩父累帯の地質. 同上, vol. 63, 449-454.

勘米良亀齢(1953) 球磨層—特に二畳系上部統に関連して. 同上, vol. 59, 449-468.

甲藤次郎(1969a) 高知市万々の高位段丘層を切る衝上断層について (短報). 高知大学学術研報, 自然科学 I, vol. 18, 30.

————(1969b) 高知県の地質. 高知市民図書館, 316p.

——・川沢啓三(1958) 高知市伊野町北方の古生界. 高知大学学術研報, 自然科学 I, vol. 7, 1-8.

————・中村 純(1954) 花粉分析と新生代層(2) 植物生態学会報, vol. 3, 162-166.

————・西 和彦(1971) 高知平野の地形と沖積層. 高知大学学術研報, 自然科学 I, vol. 20, 219-237.

————・尾崎 博(1956a) 四国南部の時代未詳層群産 *Solemya* について. 同上, vol. 5, 1-3.

——・須鎗和己・石井健一・市川浩一郎(1956b) 佐川盆地北縁の地質の再検討. 地球科学, nos. 26-27, 1-9.

————・————(1956c) 物部川盆地の再検討. 同上, vol. 5, 1-11.

————・————・小島丈児・沢村武雄(1960-61) 20万分の1高知県地質鉱産図および同説明書. 高知県, 129p.

————・————(1966) 5万分の1「高知」表層地質図および同説明書. 経済企画庁, 23 p., 1 map, 1 tab.

河合正虎(1957) 中国山地における後期中生代の地殻変動について. 第1報, 地質学雑誌, vol. 63, 289-299.

————(1963) 山口県美禰市付近の中古生界について. 地質調査所月報, vol. 14, 1-23.

————(1964) 中国地方のテクトニックスに関する一考察 (演旨). 同上, vol. 15, 59-60.

——(1965) 西南日本における後期中生代の地殻変動と地質構造に関する考察 (演旨). 地質学雑誌, vol. 71, 376-377.

——(1966) 四国三波川帯大歩危砂岩層の逆転構造とその意義 (演旨). 日本地質学会関西支部報 no. 62, 西日本支部報, no. 45, 合併号, 7.

————(1967) 西南日本外帯の大構造に関する一考察 (演旨). 地質学雑誌, vol. 73, 137-138.

————(1968) 高知県佐川周辺における中古生界の関係について (演旨). 同上, vol. 73, 92.

————(1970a) 日本列島の生い立ちをさぐる (I), (II). ラテイス社, 227p. and 176p.

————(1970b) 高知県伊野周辺部の地質構造 (演旨). 日本地質学会第77年学術大会演旨集, 216.

————(1971) 高知県横倉山付近の地質構造. 松下久道教授記念論文集, 91-101.

————(1973a) 高知県鏡村付近の地質(演旨). 日本地質学会第80年学術大会演旨集, 78.

——(1973b) 高知県土佐山田町繁藤災害地における地質学的特性 (演旨). 第10回災害科学総会シンポジウム講演論文集 (文部省特別研究災害科学総合研究班), 342.

————(1973c) 高知市北西部付近の地質構造. 地質ニュース, no. 231, 44-57.

KAWAI, M. (1961) Late Mesozoic crustal movements in the Hida Plateau, Central Honshu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, Geol., vol. 11, 347–380.

木村達明(1973) 古植物の分布とその問題点. 化石, nos. 25-26, 9-44.

木村敏雄(1956) 鳥巣層群の層序および鳥巣石灰岩に関する研究. 地質学雑誌, vol. 62, 515-526.

KIMURA, T. (1944a) The Radiolarian fauna of the Naradani Formation in the Sakawa Basin, in the Province of Tosa. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, 273–279.

————(1944b) A study on the Radiolarian chert at Fukuda on the southeastern border of the Sakawa Basin, in the Province of Tosa. Ibid., vol. 19, 281–284.

————(1951) Some Pectinids and Limids from the Jurassic Torinosu Group in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 7, 337–350.

————(1956) Some Pelecypods from the Upper

Jurassic Torinosu Group in Kochi Prefecture, Japan. *Jour. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, vol. 4, 285–288.

小林貞一(1930) 佐川盆地およびその南縁に発達する古生界について（略報）. 地質学雑誌, vol. 37, 66-69.

————(1931a) 土佐国佐川盆地のカーニック石灰岩（雑）. 同上, vol. 38, 95.

————(1931b) 土佐国佐川の三畳紀層と上部古生層の横移岩塊（クリッペン）. その1, その2. 同上, vol. 38, 223-246 and 361-380.

————(1931c) 佐川盆地の地質構造と古生層. 同上, vol. 38, 497-519.

————(1931d) 層序論よりみたる西南日本中生代の地殻変動. 同上, vol. 38, 565-583.

————(1931e) 土佐国香美郡三宝山の三畳紀石灰岩について. 地学雑誌, vol. 43, 96-106.

————(1932) 佐川盆地の鳥巣・領石・物部川諸統の層位学的研究. 地質学雑誌, vol. 39, 1-25.

————(1935a) 本邦中生層に関する2, 3の新事実. 同上, vol. 42, 192-200.

————(1935-37) 西南日本地体構造と古地理に関する一考証. 同上, vol. 42, 228-244, 511-526, 555-584 and vol. 43, 531-541.

————(1938) 西南日本中生代地殻変動に関する一私見（演旨）. 同上, vol. 45, 484-586.

————(1939) 西南日本の地体構造. 地学雑誌, vol. 51, 248-260.

————(1950) 日本地方地質誌. 四国地方, 朝倉書店, 271 p.

— — (1951a) 同上. 総論, 同上, 353 p.

————(1951b) 日本三畳系通論, 日本三畳系の地質. 地質調査所報告特別号, 113-132.

Kobayashi, T. (1931f) Studies on the Stratigraphy and Tectonic of the Sakawa Basin in the Outer Zone of Southwest Japan. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 7, 169–172.

————(1931g) Notes on new Occurrence of Ladinic-Carnic limestone at Sambosan, Tosa Province, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 8, 251–258.

————(1935b) Contribution of the Jurassic Torinosu Series of Japan. Ibid., vol. 12, 69–91.

————(1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 5, 219–578.

————(1949) The Akiyoshi and Sakawa Orogenesis on the Southeastern side of the Pacific Basin. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 21, 75–90.

————(1954) Studies on the Jurassic Trigonians in Japan. Part 1, Preliminary notes. Ibid., vol. 25, 61–80.

————(1956a) Some Jurassic Trigonians from Central and West Japan, Studies on Jurassic Trigonians in Japan. Part V, Ibid., vol. 27, 1–7.

————(1956b) *Nipponitrigonia* and *Rutitrigonia* in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. no. 26, 51–60.

小林貞一・青地清彦・深沢恒雄(1940a) 土佐国佐川盆地河内谷統の逆転構造について. 地質学雑誌, vol. 47, 361-366.

Kobayashi, T. and Fukada, A. (1947) A new species of *Ataxioceras* in Nippon. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 20, 46–48.

————, Hujita, A. and Kimura, T. (1945) On the Geology of the central part of suthern Shikoku, Japan. Ibid., vol. 20, 19–45.

小林貞一・市川浩一郎(1951) 高知県佐川盆地およびその周辺の三畳紀層. 日本三畳系の地質. 地質調査所報告特別号97-108.

Kobayashi, T. and Ichikawa, K. (1949a) *Tosapecten* gen. nov. and other Upper Triassic Pectinidae from the Sakawa Basin in Shikoku, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 21, 163–171.

———— and ———— (1949b) Late Triassic "*Pseudomonotis*" from the Sakawa Basin, Shikoku, Japan. Ibid., vol. 21, 245–262.

———— and ———— (1949c) *Myophoria* and Upper Triassic Pelecypods from the Sakawa Basin in Shikoku, Japan. Ibid., vol. 21, 177–187.

———— and ———— (1950a) Triassic *Oxytoma* from the Sakawa Basin in Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol.

7, 217–229.

Kobayashi, T. and Ichikawa, K. (1950b) Late Triassic *Mytilus*, *Volsella*, *Pleurophorous* and *Myochoncha* from the Sakawa Basin in Japan. Ibid., sec. 2, vol. 7, pt. 3, 207–215.

——— and ——— (1950c) *Anodontphora* and some other Carnic pelecypods from the Sakawa Basin, in Shikoku, Japan. Ibid., sec. 2, vol. 7, 231–243.

——— and ——— (1950d) On the Upper Triassic Kochigatani Series in the Sakawa Basin, in the Province of Tosa (Kochi Prefecture), Shikoku Islands, Japan and its Pelecypods-Faunas. Ibid., sec. 2, vol. 7, 179–206.

小林貞一・井尻正二(1936a) 土佐国高知地方の中生層の層序と構造. 地学雑誌, vol. 48, 413-427.

———・嵐 由之(1940b) 高知県佐川盆地北部におけるハリサイテス石灰岩の発見とその四近の地質について. 地質学雑誌, vol. 47, 404-408.

———・松本達郎(1936b) 西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証. その5, 地質学雑誌, vol. 43, 542-550.

Kobayahi, T. Mori, R. and Tamura, M. (1959) The Bearing of the Trigonians on the Jurassic stratigraphy of Japan.—Studies on the Jurassic Trigonians in Japan. VIII, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 30, 273–292.

——— and Nakano, M. (1957) On the Pterotrigoniinae. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, 219–238.

——— and ——— (1958) The Lower and Middle Cretaceous Trigonians in Wakayama, Oita and Kumamoto Prefectures, West Japan. Ibid., vol. 29, 139–152.

小林貞一・大塚弥之助(1937-8) 西南日本地体構造と中生層の層序と構造. その6, その7, 地質学雑誌, vol. 44, 822-836, and vol. 45, 392-400.

小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一(1956) 四国西条—上八川間路線に沿う三波川帯の地質. 地質学雑誌, vol. 62, 317-326.

蔵田延男(1940-41) 斗賀野盆地四近の地質学的研究—鳥巣統の地質学的考察を主題として. その1, その2, 同上, vol. 47, 507-516 and vol. 48, 1-16.

———(1941a) 斗賀野盆地西方に発達する鳥巣統を含む地質学的研究. 同上, vol. 48, 75-82.

———(1941b) 鳥巣統に含まれる火成岩礫について(雑). 同上, vol. 48, 209-211.

———(1941c) 斗賀野盆地付近および西隣地域における構造線に伴う火成岩類について(概報). 同上, vol. 48, 248.

———(1941d) 斗賀野盆地四近の鳥巣石灰岩について(予報)—特にその層序学的研究資料の一部. 同上, vol. 48, 336-350.

Matsumoto, T. and Hirata, M. (1969) A new Ammonites from the Shimantogawa Group of Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 76, 177–184.

——— and Kanmera, K. (1949) Contributions to the Tectonic history in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 3, 77–90.

———, Kimura, T. and Katto, J. (1952) Discovery of the Cretaceous Ammonites from the Undivided Mesozoic Complex of Shikoku, Japan. Ibid., ser. D, vol. 3, 179–186.

満塩博美・甲藤次郎(1966) 高知市北西部の第四系. 高知大学学術研報, 自然科学, vol. 15, 1-5.

宮地貞憲・冨田 達・野田光雄(1963) 大分県三重町・本村の先カンブリア紀岩類. 九大地質研究報告, no. 10, 21-37.

中村 純・満塩博美・黒田登美雄・吉川 治(1972) 花粉層序学的研究, その1—高知県の第四系—. 高知大学学術研報, vol. 21, 自然科学, no. 5, 87-113.

Nakano, M. (1961) On the Trigoniidae. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C (Geol. and Miner.), vol. 4, 71–94.

——— and Numano, K. (1961) On some Gyliakian Pterotrigoniae from Kyushu and Hokkaido. *Trans. Proc. Palaeont. Soc.*

Japan, N.S., no. 43, 89–98.

西村嘉助・奥村和夫・山本荘毅(1941)　高知市西方の城山礫層について（概報）. 地質学雑誌, vol. 48, 363-364.

野田光雄(1955)　高知県横倉山付近の古生層の層序と地質構造. 九大教養地学研報, no. 1, 47-60.

————(1961)　大分県三国峠付近の地質，とくにゴトランド系について. 同上, no. 7, 1-9.

Noda, M. (1964)　Some Silurian Brachiopods from Yokokurayama, Kochi Prefecture, Japan. *Rep. Earth. Sci. Dep. Gen. Educ. Khushu Univ.*, no. 11, 13–17.

野中淳一(1946)　土佐国佐川町山姥石灰岩中の腕足類. 地質学雑誌, vol. 52, 22-24.

小川琢治(1902)　20万分の1高知図幅および同説明書. 地質調査所, 118 p.

————(1906)　西南日本地質構造概観. 地質要報, vol. 19, no. 1, 100 p.

Oishi, S. (1940)　The Mesozoic floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, vol. 5, 123–480.

Ozaki, H. and Katto, J. (1956)　On a new species of *Cymatoceras* from Nagase, Koti Prefecture (Shikoku). *Bull. Nat. Mus.*, vol. 3, 61–66.

小沢儀明(1926)　四国の結晶片岩系の層位と構造（Ⅰ），（Ⅱ）. 地質学雑誌, vol. 33, 297-304, 309-347.

Ozawa, Y. (1928)　Geologic history of Southwestern Japan during Mesozoic time. *Proc. 3rd Pan-Pacific Sci. Cong. Tokyo* (1926), vol. 1, 542–565.

Shimakura, M. (1936)　Studies on fossil Woods from Japan and adjacent lands. Contribution 1. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Sec., ser. (Geol.), vol. 18, 267–310.

Shimizu, S. (1926–27)　Remarks on two ammonites, *Harpoceras japonicum* Neumayr and *Arpadites sakawanus* Mojsisovics from the Sakawa Basin in Shikoku. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, 215–218.

———— (1930a)　On some Triassic ammonites form the Sakawa Basin, Province of Tosa in Shikoku. Ibid., vol. 8, nos. 1–2, 13–18.

————(1930b)　Notes on two Carnic species of *Prorcerates* from Shikoku. Ibid., vol. 8, 117–121.

杉山隆二(1936)　四国越知付近の火成岩類を主体とする地質調査概報. 地学雑誌, vol. 48, 208-257.

杉山敏郎(1944)　高知県高岡郡日下村妹背産ゴトランド紀層の化石について. 東京文理科大学研報, no. 1, 41-52.

鈴木達夫(1931)　7万5千分の1「高知」図幅および同説明書. 37 p.

————(1933)　7万5千分の1「須崎」図幅および同説明書. 25 p.

田村　実(1960a)　鳥巣層および類似層の層位学的研究. 熊本大学紀要, no. 8（特別号）, 1-40.

Tamura, M. (1960b)　Upper Jurassic pelecypods from the Torinosu Group in Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, vol. 8, 227–244.

———— (1961a)　The Torinosu Series and fossils therein. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, no. 2, 219–251.

———— (1961b)　The Geologic history of the Torinosu Epoch and the Mesozoic reef-limestones in Japan. Ibid., vol. 32, 253–277.

Tokuyama, A. (1957a)　On some Upper Triassic Spiriferinoids from the Sakawa Basin in Province of Tosa, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 27, 99–106.

—— (1957b)　On some Jurassic Rhynchonellids from Shikoku, Japan. Ibid., no. 28, 128–136.

———— (1958)　On some *Terebratula* from the Middle Jurassic Naradani Formation in Shikoku, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, 1–10.

———— (1959)　Bermerkungen uber die Brachiopoden fazies der Obserjurassischen Torinosuserie Sudwestjapans, mit Bescher-eibungen einiger Formen. Ibid., vol. 30, no. 1, 183–194.

———— (1961)　On the Late Triassic sedimentary facies Japan. Ibid., vol. 32, 279–292.

———— (1962)　Triassic and some other Orogenic sediments of the Akiyashi cycle in Japan

with special reference to their evolution. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, vol. 13, pt. 3, 379–469.

Toriyama, R. (1942) The Fusulinids of Yasuba conglomerate in the Province of Tosa. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 18, 237–247.

——— (1945) The Fusulinids in the limestone conglomerate of Inomine in the Province of Tosa. Ibid., vol. 20, 1–11.

——— (1947) On some Fusulinids from Tosayama. Ibid., vol. 20, 63–82.

Yabe, H. (1927) Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai*, ser. 2 (Geol.), vol. 11, 27–100.

——— and Shimizu, S. (1933) Triassic deposits of Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 10, nos. 3–4, 87–98.

——— and Sugiyama, T. (1930) Stromatoporoids and related forms from Jurassic of Japan. Ibid., vol. 8, 23–28.

——— and ——— (1931a) Notes on a new Hydrozoa *Sphaerostromella shikokuensis*, gen. et sp. nov. from the Upper Paleozoic limestone of Shikoku, Japan. Ibid., vol. 8, 123–124.

——— and ——— (1931b) Spongiomorphoids and Related Forms from the Jurassic of Japan. Ibid., vol. 8, 23–28.

——— and ——— (1933a) A new form of the Genus *Omphalophyllia* collected from Yamanba, near Sakawa-machi, Province of Tosa (Shikoku). Ibid., vol. 10, 111–114.

——— and ——— (1934) *Amblysiphonella* and *Rhabdactinia* gen. and sp. nov. from the Upper Paleozoic limestone of Mimikiri, near Sakawa-mati, Tosa Province, Shikoku, Japan. Ibid., vol. 11, 175–180.

——— and ——— (1935b) Jurassic Stromatoporoides from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, vol. 14, 135–192.

——— and ——— (1942) A new occurrence of fossiliferous Gotlandian limestone on Yokokura-yama, Ogiri-mura, Takaoka-gun, Koti-ken. *Proc. Imp. Acad.*, vol. 18, 78–81.

山内信雄(1936) 高知市北方のトリゴニア砂岩層. 地球, vol. 25, 172-179.

———・平田茂留(1936) 土佐国伊野盆地における上中部三畳紀層の発見. 同上, vol. 25, 190-194.

———・———(1939) 土佐国越知盆地以西における中生層について. 地学雑誌, vol. 51, 166-174.

山下 昇(1958a) 佐川盆地下山で発見した *Yabeina-Lepidolina* 化石群とその意義 (短報). 地質学雑誌, vol. 64, 592-594.

———(1958b) 高知県におけるシルル系礫岩の発見とその地質学的意義. 同上, vol. 64, 578-582.

江原真伍(1940) 太平洋運動と海溝の成因について. 地質学雑誌, vol. 47, 352-360.

Yehara, S. (1923) Cretaceous Trigoniae from Southwestern Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 2, 60–84.

——— (1926) On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku, (1) and (2). *Jour. Geogr. Soc. Tokyo*, vol. 38, no. 443, 1–10, and no. 444, 1–20.

——— (1927) Faunal and stratigraphical studies of the Sakawa Basin, Shikoku. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, 1–40.

——— (1929) Geologic and Tectonic studies of Shikoku. Ibid., vol. 7, 1–42.

Yokoyama, M. (1891) On some Cretaceous fossils from Shikoku. *Jour. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.*, vol. 4, 357–366.

(受付：1975 年 4 月 11 日；受理：1975 年 8 月 6 日)

月報第27巻第2号付図訂正表

図の種類	区　分	項　目	誤	正
地　質　図	凡　　例	二　畳　紀 川内谷層群	Parmian 礫　石	Permian 礫　岩
地名・化石産地図	南西地域	地　　名	中　島　沢 ムクセジ Miyano-tani	中　島　谷 ムクロジ Miyano tani
	南西地域	動物化石 (古生代)	脱　　落 (地質図参照)	横　畠 鎌井田南部 浅　尾 同　南　部
	中部地域			水田東部 水　田 同　西　部
	南西地域	動物化石 (中生代)		川内谷（谷の字の南） 大和田南部 岡端の北，2カ所 とさかも駅のすぐ北
	東部地域	植物化石		尾立の東方

訂　正

月報26巻12号（639-667頁）のうち下記のように訂正します．

- 647頁の第7図の説明中，単位は秒　は不要
- 647頁の第7図，649頁第8図の等値線の単位は　10^{-7}
- 660頁の要素番号156，665頁の要素番号375，376の*印　は不要

地質調査所月報 第27巻 第3号 予告

報　文

基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験(その1)―― 基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について――

地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴

地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質

資　料

火山源地質生成帯東アジア生成系の後中生代酸性火山活動について

新着資料の紹介

昭和51年2月20日 印　刷
昭和51年2月27日 発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小宮山一雄
東京都新宿区天神町78番地
印刷所　小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78番地

© 1976 Geological Survey of Japan

JUN 2 1976
LIBRARY

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

U. I.
JUN 2
LIBRARY

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 FEBRUARY 1976 No. 2

CONTENTS

KAWAI, M.: Geologic Structure of the Ino District and its Environs, Kochi Prefecture, Shikoku, Japan——Late Mesozoic Crustal Movements in Shikoku, Outer Zone of Southwest Japan, Part 3—— 1 (61)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol Surv. J.
Vol. 27, No. 2, 1976